Hanspeter Esch

Vergleichende Diagenese-Studien an Sandsteinen und Schiefertonen des Oberkarbon in Nordwestdeutschland und den East Midlands in England

Berlijn 1965

Vergleichende Diagenese-Studien an Sandsteinen und Schiefertonen des Oberkarbon in Nordwestdeutschland und den East Midlands in England

INAUGURAL-DISSERTATION

zur
Erlangung der Doktorwürde
der
Mathematisch-Naturwissenschaftlichen Fakultät
der
Freien Universität Berlin

Vorgelegt
von
HANSPETER ESCH
aus
Berlin

Referent: Professor Dr. M. RICHTER
Korreferent: Professor Dr. K. R. MEHNERT
Tag der mündlichen Prüfung: 20. Juni 1964

Tag der Promotion: 21. DEZ. 1965

UNIVERSITEITS - BIBLIOTHEEK - LEIDEN

Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf. | 13 | Vorausdruck | Krefeld, Dez. 1965

Vergleichende Diagenese-Studien an Sandsteinen und Schiefertonen des Oberkarbon in Nordwestdeutschland und den East Midlands in England

Von Hanspeter Esch*

Mit 4 Tafeln, 15 Abbildungen und 9 Tabellen

Zusammenfassung: In Nordwestdeutschland und in den East Midlands von England wurden in den Tonmineralen der Sandsteine, die den kohleführenden Cyclothemen des Oberkarbons angehören, mehrere Stadien bestimmt.

Unabhängig vom stratigraphischen Niveau — aber in Abhängigkeit von der Teufe — werden diese Stadien durch einen beginnenden kaolinitführenden Bereich, einen Übergangsbereich, in dem beide Minerale nebeneinander vorkommen, und einen letzten serizitführenden Bereich charakterisiert.

Während diese Stadien am besten in Gebieten geringerer Sedimentation (Hochlagen) entwickelt sind, erschwerte beckenwärts eine schnelle Ablagerungsgeschwindigkeit ihre Bildung.

Die diagenetischen Stadien lassen sich nicht direkt mit den Porositäten, wohl aber mit den Kapillardruckmessungen der Sandsteine korrelieren. Bei den begleitenden Schiefertonen derselben Cyclotheme stehen die Porosität/Teufe-Gradienten zu den Stadien der Sandsteine in folgender Beziehung: Mit einer stärkeren Differenzierung in den Tonmineralen der Sandsteine (mehrere diagenetische Stadien) geht eine schnelle Abnahme der Schiefertonporosität mit der Teufe einher.

Sowohl die Gradienten der Schiefertone als auch die diagenetischen Stadien der Sandsteine geben mit größerer Genauigkeit Geschwindigkeit und Zeitpunkt von Strukturbewegungen wieder; zusammen mit dem Inkohlungsgrad der begleitenden Flöze können mit Hilfe dieser Parameter alte Hochlagen oder tektonische Scharniere im Karbonbecken lokalisiert werden.

Summary: Several distinct stages were noted in the clay minerals of the sandstones, associated with the coal-bearing cyclothems in the Upper Carboniferous of Northwestern Germany and the East Midlands of England.

Not paralleling the stratigraphic units but depending on depth of burrial, these stages consist of an initial kaolinite, an intermediate mixed and a final sericite association. They are best developed on highs while basinwards a faster rate of deposition renders their formation more difficult.

The diagenetic stages do not correlate directly with the porosities but with the capillary pressure values of the sandstones. They also correlate with the porosity / depth gradients of the accompanying shale members in the same cyclothems: An advanced sequence of diagenetic stages based on the clay minerals in the sandstones is paralleled by a rapid decrease in porosity with depth.

The porosity / depth gradients of the shales as well as the diagenetic stages of the sandstones reflect with greater accuracy rate and timing of structual movements. Together with the rank of the associated coals, ancient highs or hingelines may be located in a Carboniferous basin.

Résumé: Dans le nord-ouest de l'Allemagne et dans l'est Midlands en Angleterre ont été determinés plusieurs stades dans les minéraux argileux des grès qui appartiennent aux Cyclothèmes carbonifères du carbone supérieur.

Indépendant du niveau stratigraphique — mais dépendant de la profondeur — ces stades sont caractérisés par une zone à kaolinite, une zone de passage dans laquelle on trouve les minéraux séricite et kaolinite et une dernière zone à séricite.

Alors que ces stades sont développés au mieu dans des régions de moindre sédimentation (position supérieure), une prompte et rapide sédimentation rendait difficile leurs formations en direction du bassin.

Les stades de diagenèse ne se laissent pas directement correler avec les porosités, mais avec les mesures de pressions capillaires du grès. Chez les schistes argileux accompagnateurs des mêmes Cyclothèmes se situe la porosité/profondeur-graduation, aux stades des grès dans la relation suivante: une rapide diminution de la porosité des schistes argileux se poursuit descendant en profondeur, avec une forte différentiation dans les mineraux argileux des grès (plusieurs stades de diagenèse).

Les graduations des schistes argileux ainsi que les stades de diagenèse du grès représentent avec une grande précision la vitesse et l'époque du mouvement de structure. Avec l'aide de ce parametre et celui du degré de carbonisation du gisement accompagnateur peuvent être localisées de vieilles positions supérieures ou des charnieres tectoniques dans le bassin du carbone.

Einleitung

Nach dem Bekanntwerden der enormen Gasvorkommen im Rotliegenden von Slochteren in Nordostholland und den Gasfunden im Oberkarbon von Nordwestdeutschland, in Rehden und im westlichen Emsland, steht in jüngster Zeit die Erschließung des Präzechsteinuntergrundes in den Nordsee-Anrainerstaaten sowie unter der Nordsee selbst im Mittelpunkt der Exploration zahlreicher Erdölgesellschaften.

Außerhalb des europäischen Festlandes waren zwar einige kleine Ölfelder seit dem Jahre 1939 im Oberkarbon der East Midlands von England bekannt, doch blieb ihre Produktion bis heute an der Grenze der Wirtschaftlichkeit. Erst die bedeutenden Gasfunde auf dem westeuropäischen Kontinent haben die Diskussion über die Herkunft der Kohlenwasserstoffe und die damit verbundene Diagenese der Speichergesteine erneut angeregt.

Insbesondere durch die Annahme einer postkarbonischen Nachinkohlung der Kohlenflöze selbst und deren damit verbundene Abgabe an Flüchtigen Bestandteilen hat Patijn (1964) die Entstehung der Präzechsteingase wahrscheinlich gemacht.

Unabhängig von diesen Vorstellungen lassen sich in den East Midlands die Vorkommen flüssiger Kohlenwasserstoffe sehr anschaulich in Beziehung mit der paläogeographischen Entwicklung des Karbons bringen: In den East Midlands wird aus zahlreichen Sandsteinen des Millstone Grit (Namur C) und der Lower Coal Measures (Westfal A) Öl gefördert. Die Vorkommen sind an eine Serie kleinerer Antiklinalen gebunden, die von permischen Evaporiten abgedeckt werden (Brunstrom 1963). Die Sandsteine der Ölprovinz um Eakring haben jedoch neben den strukturell günstigen Voraussetzungen schon eine bevorzugte Lage im Sedimentationsbecken des Millstone Grit und wahrscheinlich in dem der Coal Measures eingenommen. Sowohl Edwards & Trotter (1954) als auch Falcon & Kent (1960) konnten nachweisen, daß die Ölfelder um Eakring außerhalb der Gebiete mit sehr mächtiger Millstone-Grit-Entwicklung liegen. Demnach dürften die geringen Sedimentmächtigkeiten die günstigen Voraussetzungen für die Ansammlung der Kohlenwasserstoffe in den East Midlands geschaffen haben. In

dem subvariscischen Vorland Nordwestdeutschlands und Nordosthollands könnten für die wirtschaftlich erfolgreichen Gasfunde ähnliche geologische Voraussetzungen angenommen werden. Hier müßten für die geringe Sedimentation stabile Hochlagen verantwortlich gemacht werden, deren Senkungsgeschwindigkeiten — insbesonders im Westfal — gegenüber denen der umgebenden Beckenteile zurückblieben.

Parallel zu den paläogeographischen Überlegungen der Kohlenwasserstoffgenese erschien die Untersuchung der begleitenden Sedimente von großem Interesse. Ausgangspunkt war die Annahme, daß die Diagenese der klastischen Gesteine in Gebieten mit großen Oberkarbon-Mächtigkeiten weiter fortgeschritten ist als in solchen Gebieten mit geringer Mächtigkeit.

A. Untersuchungsgebiet und Untersuchungsmethoden

In Nordwestdeutschland und in den East Midlands in England konnten zahlreiche Karbonaufschlüsse bearbeitet werden. Die äußeren Grenzen der Gebiete, in denen diese Aufschlüsse liegen, geben die Rechtecke der Abb. 1 wieder.

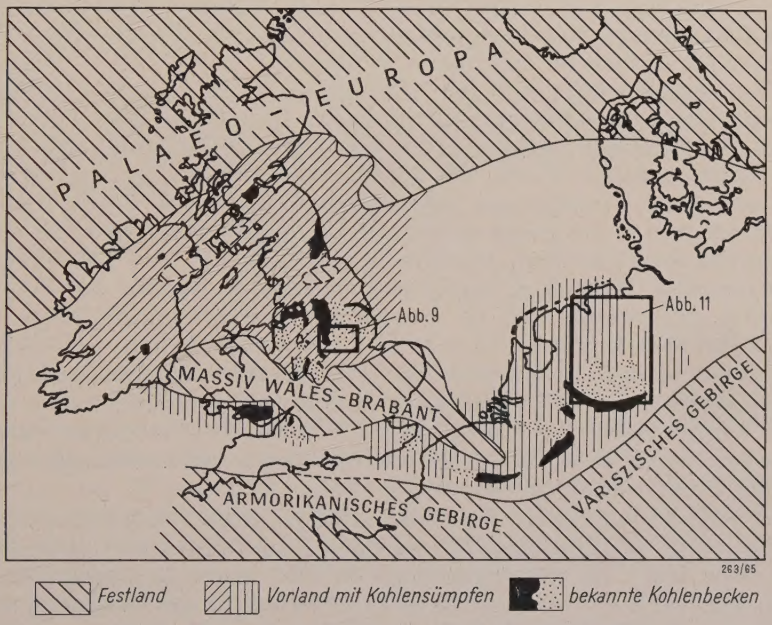


Abb. 1. Paläogeographie im Westfal Nordwesteuropas
(nach J. L. Wills 1951)

In Nordwestdeutschland wurden Sandsteine und Schiefertone der Bohrungen Münsterland 1 (oberer Teil des Karbonprofils, Namur C — Westfal B), Lippermulde 2 (Westfal B und C) und Rehden 19 (Westfal D) untersucht. Ergänzend standen Schiefertone der Bohrung Hoya Z 1 (Westfal C und D) sowie Sandsteine und Schiefertone aus zwei Untertageaufschlüssen des Plaßhofsbanksandsteins (Westfal A) im Ruhrgebiet zur Verfügung.

In den East Midlands wurden Sandsteine und Schiefertone der Bohrung Smeekley (Namur C — Westfal A) bearbeitet. Darüber hinaus konnten die

Crawshaw Flags (Westfal A) in zwei Übertageaufschlüssen und in mehreren Bohrungen der Ölprovinz um Eakring untersucht werden.

Auf der Dünnschliffbearbeitung der Sandsteine lag das Schwergewicht der Untersuchungen. Zur Identifizierung verschiedener Minerale sind besondere Methoden zur Anwendung gekommen: Der Calcit ist durch Anfärben der nicht abgedeckten Dünnschliffe mit schwach saurer Alizarin-S-Lösung kenntlich gemacht worden. Andere Karbonate, Siderit und Dolomit/Ankerit, wurden röntgenographisch bestimmt. Zur genauen Ermittlung der Mol-Verhältnisse von Dolomit/Ankerit sind in wenigen Sandsteinproben auf naßchemischem Wege die Kationen ermittelt worden. Die Bestimmung des Anorthitgehaltes der Plagioklase wurde nach der Methode von MICHEL-LÉVY (in KERR 1959) bestimmt.

Nur von den Sandsteinen der Kernstrecken der Bohrung Münsterland 1 wurden sowohl die Schwerminerale als auch die Quarztypen untersucht. Da im allgemeinen die Gewichtsprozente der schweren Fraktion in den Sandsteinen unter $^1/_{10}$ % liegen, konnte jeweils ein Präparat von mehreren Sandsteinproben angefertigt werden, deren Aufbereitung wie folgt durchgeführt wurde: Das Probenmaterial wurde vorsichtig zerdrückt und mit einem Holzmörser leicht aufgerieben, anschließend etwa 4—5 h in 15%iger Essigsäure gekocht. Nach dem Abfiltrieren der Essigsäure und dem Neutralwaschen wurde das Material getrocknet, nochmals leicht im Holzmörser aufgerieben und die Fraktion 0,06—0,3 mm abgesiebt. Nach einem zweiten Kochen in Essigsäure wurden die Feinanteile $<$ 0,06 mm auf einem Sieb ausgewaschen und das erhaltene Gut bei 110° C getrocknet. Zur Abtrennung der Schwerminerale wurde Bromoform (D = 2,88) verwandt. Das Weglösen der Karbonate mit Essigsäure bietet zwar den Vorteil, daß der Apatit in den Proben erhalten bleibt, hat jedoch den Nachteil, daß andere störende Effekte, wie opake Überzüge der Schwermineralkörner und der Pyrit kaum aufgelöst werden und in der Probe verbleiben. Um den Pyrit aus den Proben zu entfernen, wurde das abgetrennte Schweregut erhitzt, wobei der Pyrit abröstete und als verbleibendes Eisenoxyd magnetisch abgetrennt werden konnte. Für die quantitative Auswertung sind im Durchschnitt 740 Körner für jedes einzelne Präparat ausgezählt worden.

Die Quarze in den Sandsteinen der Kernstrecken konnten nach optischen Gesichtspunkten in sechs Typengruppen untergliedert werden. Bei den an Dünnschliffen vorgenommenen Untersuchungen wurden die Proben so ausgewählt, daß ihre Md-Werte sowie ihre Sortierungsgrade eng zusammenliegen. In jedem Dünnschliff wurden 500 Körner ausgezählt.

In zwei Sandsteinhorizonten der Bohrung Münsterland 1 sind nach der Methode von KAHN (1956) „packing density" sowie „packing proximity" untersucht und ihre Werte an Traversen in Dünnschliffen mit Hilfe eines Leitz-Integrationstisches bestimmt worden. Die Traversen waren dabei senkrecht zur Schichtung der Sandsteine orientiert. Während bei der „packing density" die Kornlängen der detritischen Körner, die eine Traverse schneiden, mit der gesamten Länge der Traverse ins Verhältnis gesetzt werden, gibt die „packing proximity" das Verhältnis von Korn-an-Korn-Kontakten zu der gesamten Anzahl der Kontakte wieder, die von einer Traverse geschnitten werden.

Die Tonminerale wurden auf optischem und röntgenographischem Wege identifiziert. Dabei sind bei zahlreichen Sandsteinproben die Fraktionen $<$ 2 μ in Atterberg-Zylindern abgeschlämmt worden. Bei der optischen Bestimmung des authigenen Serizits in den Sandsteinen bildete die Größe der einzelnen Serizitschüppchen von $\pm$ 0,025 mm die Grenze gegenüber dem detritischen Muskovit. Dieser Unterscheidung trägt die Definition von WINCHELL (1956, S. 369) Rechnung:

„Sericite is a fine scaly or fibrous kind of muscovite; the name is usually confined to white mica which is secondary".

Der Rundungsgrad der detritischen Körner der Sandsteine wurde in den Dünnschliffen geschätzt. Als Grundschema lag den Bestimmungen die Einteilung von PETTIJOHN (1957) zugrunde. Die mittlere Korngröße der Sandsteinproben wurde optisch durch Ausmessen von einigen 100 Körnern im Dünnschliff ermittelt. Bei diesen Bestimmungen blieben die Feinanteile jedoch unberücksichtigt, so daß die ermittelten Werte gegenüber den wahren mittleren Korngrößen etwas zu groß sein dürften. Der Sortierungsgrad der Sandsteinproben ist geschätzt.

Bei einer größeren Anzahl von Dünnschliffen wurden die einzelnen Mineralkomponenten quantitativ ermittelt. Dabei wurde das Punktzählverfahren von GLAGOLEW (in CHAYES 1956) angewendet. Je nach mittlerer Korngröße der Proben wurden zwischen 1400 und 1900 Punkte an senkrecht zur Schichtung orientierten Dünnschliffen mit dem Integrationsokular der Firma Carl Zeiss ausgezählt. In mehreren Schliffen ist die Reproduzierbarkeit des Auszählverfahrens überprüft worden und ergab für die angegebenen Punktzahlen gute Übereinstimmungen, jedoch lassen sich bei der Umrechnung auf Volum-% Angaben $< 0{,}5$ Vol.-% nicht mehr vertreten. Vergleichsweise konnte MATTIAT (1960) für verschiedene Typen von Kulmgrauwacken des Oberharzes eine Reproduzierbarkeit des Auszählverfahrens angeben, dessen untere Genauigkeit bei 1500 Punkten pro Dünnschliff liegt.

Der Mineralbestand der Schiefertone konnte röntgenographisch mit einem registrierenden Zählrohrgoniometer ermittelt werden. Für eine separate quantitative Auswertung sind die „Peaks" der Beugungslinien folgender Minerale ausplanimetriert worden:

Muskovit-Illit	d = 4,97 Å
Kaolinit	d = 7,17 Å
Siderit	d = 2,79 Å
Quarz	d = 1,81 Å

Für diese Minerale sind nach der Formel von LEROUX, LENNOX & KAY 1953 (in VON ENGELHARDT 1955) Gewichtsverhältnisse aufgestellt worden, wobei die Anteile der drei ersten Minerale auf einen Quarzanteil von 1 bezogen sind. Andere Mineralkomponenten wie Feldspat, Chlorit, Pyrit, Baryt und Calcit wurden halbquantitativ durch das Vergleichen mit Testdiagrammen bestimmt.

Die Größe des Chloritanteils wurde neben Kaolinit in einigen Proben besonders geprüft. Nach einer Salzsäurebehandlung der Proben sind mehrere Untersuchungsreihen von Röntgenanalysen mit einem „inneren Standard" von Chlorit aufgenommen worden. Diese konnten nachweisen, daß der Chloritanteil in allen chloritführenden Proben unter 1 Gewichts-% liegt.

Bei den Sandsteinproben erfolgte die Bestimmung der effektiven Porosität nach der Sättigungsmethode; die effektiven Porositäten der Schiefertone wurden hingegen nach der Methode der Auftriebswägung ermittelt. Bei beiden Porositätsbestimmungen war die Sättigungsflüssigkeit Isooktan (D = 0,69). Die Permeabilität der Sandsteine wurde nur in einigen Profilen (Münsterland 1 und Rehden 19) sowie an den Proben der East Midlands bestimmt. Mit Ausnahme der Bohrung Rehden sind für die übrigen Bohrungen die gesteinsphysikalischen Untersuchungen im Hauptlaboratorum für Erdölgewinnung der DEA in Wietze durchgeführt worden. Die Porositätsergebnisse der Sandsteine der Bohrung Rehden 19 sind der Zusammenstellung von FABIAN (1963) entnommen worden.

In einer beschränkten Anzahl von Sandsteinproben ist die Verteilung der Porenradienzugänge mit Hilfe von Kapillardruckmessungen nach der Queck-

silber-Injektionsmethode aufgeklärt worden. Dabei wurde über eine volumetrische Injektionspumpe Quecksilber als nichtbenetzende Phase in den evakuierten Porenraum der betreffenden Probe eingepreßt. Die Größe des Nutzporenvolumens war nach den Porositätsmessungen bekannt; deshalb ergab das injizierte Quecksilbervolumen den Anteil des mit Quecksilber erfüllten Porenraumes in Abhängigkeit vom aufgewandten Preßdruck (Kapillardruck). Nach der Beziehung, die von Engelhardt (1960) angibt, ließen sich dann die Kapillardruckkurven aufstellen und nach deren Differentiation die Häufigkeit der Porenradienzugänge in den Sandsteinproben bestimmen.

Die Inkohlungsbestimmungen der einzelnen Flöze sind in % der Flüchtigen Bestandteile angegeben. Mit Ausnahme der Inkohlungswerte der Bohrung Lippermulde 2 (vgl. Heine 1962) wurden die übrigen Werte von Frau Dr. Teichmüller, Geologisches Landesamt Nordrhein-Westfalen, bestimmt. Die Ergebnisse dieser Inkohlungsuntersuchungen entstammen entweder den Veröffentlichungen mehrerer Autoren (Hoya Z 1: Hecht u. a. 1962; Münsterland 1: M. Teichmüller 1962; Groothusen Z 1: Gedenk u. a. 1964; Rehden 19: Fabian 1963) oder sind den geologischen Berichten verschiedener Gesellschaften (Rehden 21: Wintershall AG und Bothamsall 9: Deutsche Erdöl-AG) entnommen worden.

B. Faziestypen der Sandsteine

Bei den mikroskopischen Arbeiten konnten innerhalb der Sandsteine zwei Faziestypen aufgestellt werden, die sich grundsätzlich sowohl in ihrem primären Mineralbestand als auch in ihrem späteren Diageneseverhalten voneinander unterscheiden.

(1) Die Sandsteinproben des ersten Typus stammen aus geringmächtigen Horizonten. Die Md-Werte dieser Sandsteine überschreiten nicht 0,2 mm, und ihre Sortierung ist im allgemeinen gut. Weitere charakteristische Kennzeichen sind: das lagenweise Auftreten von feinstkörnig-pigmentierten Sideritaggregaten zusammen mit organischer Substanz und Pyrit, sowie ein relativ hoher Anteil schichtparallel angeordneter, detritischer Muskovite und geringe Gehalte an Tonmatrix[1]. Der Ablagerungsraum dieser geringmächtigen Sandsteinhorizonte dürfte im Stillwasserbereich gelegen haben. Hier herrschte ein reduzierendes Milieu vor, in dem die besten Voraussetzungen für die synsedimentäre Bildung von Siderit und Pyrit bestanden haben. Im folgenden wird dieser Sandsteintyp mit einheitlich primär-sedimentologischen Voraussetzungen als Sandstein-Faziestyp A bezeichnet.

(2) Die Sandsteine des zweiten Typus entstammen mächtigeren Horizonten und sind weitgehend frei von den beschriebenen primär-sedimentologisch bedingten Einflüssen. Ihre Md-Werte sind größer als 0,2 mm, und ihre Sortierung ist mittelmäßig bis schlecht. Für den Ablagerungsraum dieser Sandsteine war die Wasserströmung während der Sedimentbildung das charakteristische Merkmal; Einflüsse des chemischen Milieus spielen deshalb nur eine untergeordnete Rolle. Dieser Sandsteintyp wird im folgenden als Sandstein-Faziestyp B bezeichnet.

Innerhalb mächtiger Sandsteinhorizonte können jedoch Übergänge von einem Sandstein-Faziestyp zum anderen auftreten. Eine solche primär-sedimentologische

[1] Im folgenden wird unter dem Begriff „Tonmatrix" ein Gemenge von Tonmineralen zusammengefaßt, das von detritischem Ursprung ist und hauptsächlich eine muskovitisch-illitische Zusammensetzung hat. Feinverteiltes Pigment (Eisenoxyde und -hydroxyde sowie Leucoxen) geben diesem Gemenge meist eine hell- bis dunkelbraune Färbung.

Differenzierung innerhalb eines Horizontes konnte u. a. von Esch (1962) für den Sandstein im Hangenden der Flöz-Gruppe P (Westfal B) in der Emscher-Mulde des Ruhrgebietes nachgewiesen werden.

C. Aufschlüsse

I. Profil der Bohrung Münsterland 1

In den Jahren 1961 und 1962 ist die Bohrung Münsterland 1 mit dem Ziel abgeteuft worden, die Ausbildung von Unterkarbon und Devon im nördlichen Münsterland zu untersuchen (vgl. Abb. 4). Die Bohrung erreichte bei 1788 m das Oberkarbon, das sich bis 1918 m aus Westfal B, bis 2796 m aus Westfal A und bis 5438 m aus Namur aufbaut. In der Teufe von 5507,5 m durchörterte die Bohrung die Basis des Unterkarbons und wurde im Mitteldevon bei der Endteufe von 5956 m eingestellt (vgl. Richwien u. a. 1963). Die Sandsteinhorizonte des unteren Westfal B, des gesamten Westfal A sowie des oberen Namurs im Teufenbereich von 1833—3009 m waren Gegenstand der Untersuchung. Weil aus dem angegebenen Teufenbereich nur fünf geschlossene Kernstrecken vorlagen, ist — nach eingehender Prüfung — das Sandsteinmaterial der Spülproben mit zur Bearbeitung herangezogen worden (vgl. die Abb. 2).

In der Zwischenzeit hat Scherp (1963) die Petrographie und Diagenese der Sandsteine aus den Kernstrecken der Bohrung Münsterland 1 (mit Ausnahme des Unterkarbons) bearbeitet. Weil diese Untersuchungen im angegebenen Teufenbereich von 1833,3—3009 m sich nur auf die wenigen Sandsteinhorizonte in den Kernstrecken beschränken, stellen die folgenden Beobachtungen, die auch das Sandsteinmaterial der Spülproben mit einbeziehen, eine sinnvolle Ergänzung und Erweiterung der genannten Untersuchungen dar.

Durch die Aufstellung der beiden Sandstein-Faziestypen kann im folgenden auf die langwierige, sich meist in vielen Punkten wiederholende Beschreibung der einzelnen Sandsteinhorizonte verzichtet werden. Statt dessen wird hauptsächlich nur auf die charakteristisch abweichenden Merkmale der Sandsteine innerhalb eines Schichtenpaketes eingegangen, wobei diese Merkmale sowohl im primären Mineralbestand (detritische Komponenten) der Sandsteine liegen können als auch ihre sekundären Neubildungen umfassen (authigene Komponenten).

a) Unteres Westfal B

Die Sandsteinhorizonte der Laura-Viktoria-Flözgruppe (A)[2] (Kernstrecken 1833,3—1877,1 m) sowie der Sandsteinhorizont im Hangenden von Flöz Katharina (1) (vgl. die Abb. 2) gehören dem Sandstein-Faziestyp A an. Neben dem Hauptbestandteil von „subrounded" Quarzen, die oft miteinander verzahnt sind und häufig von Tonmatrix umrindet werden, spielen Kalifeldspäte (sie werden meist von Spaltrissen aus von der Tonmatrix verdrängt) nur eine untergeordnete Rolle. Der Plagioklasanteil (Albit)[3] ist ebenfalls gering. Muskovite sind häufig, Chlorite und abgebaute, gebleichte Biotite ließen sich seltener nachweisen. Eine Ausnahme ist Probe 7 (Kernstrecke 1848,7—1855,6 m), wo gebleichte Biotite häufiger auftreten.

---

[2] Die einzelnen Flöze werden in Übereinstimmung mit Richwien u. a. (1963) zusätzlich mit ihren Buchstaben und Nummern aufgeführt.

[3] Den hier und im folgenden in Klammern stehenden Angaben über die Plagioklase liegen Bestimmungen an möglichst frischen, unzersetzten Körnern zugrunde.

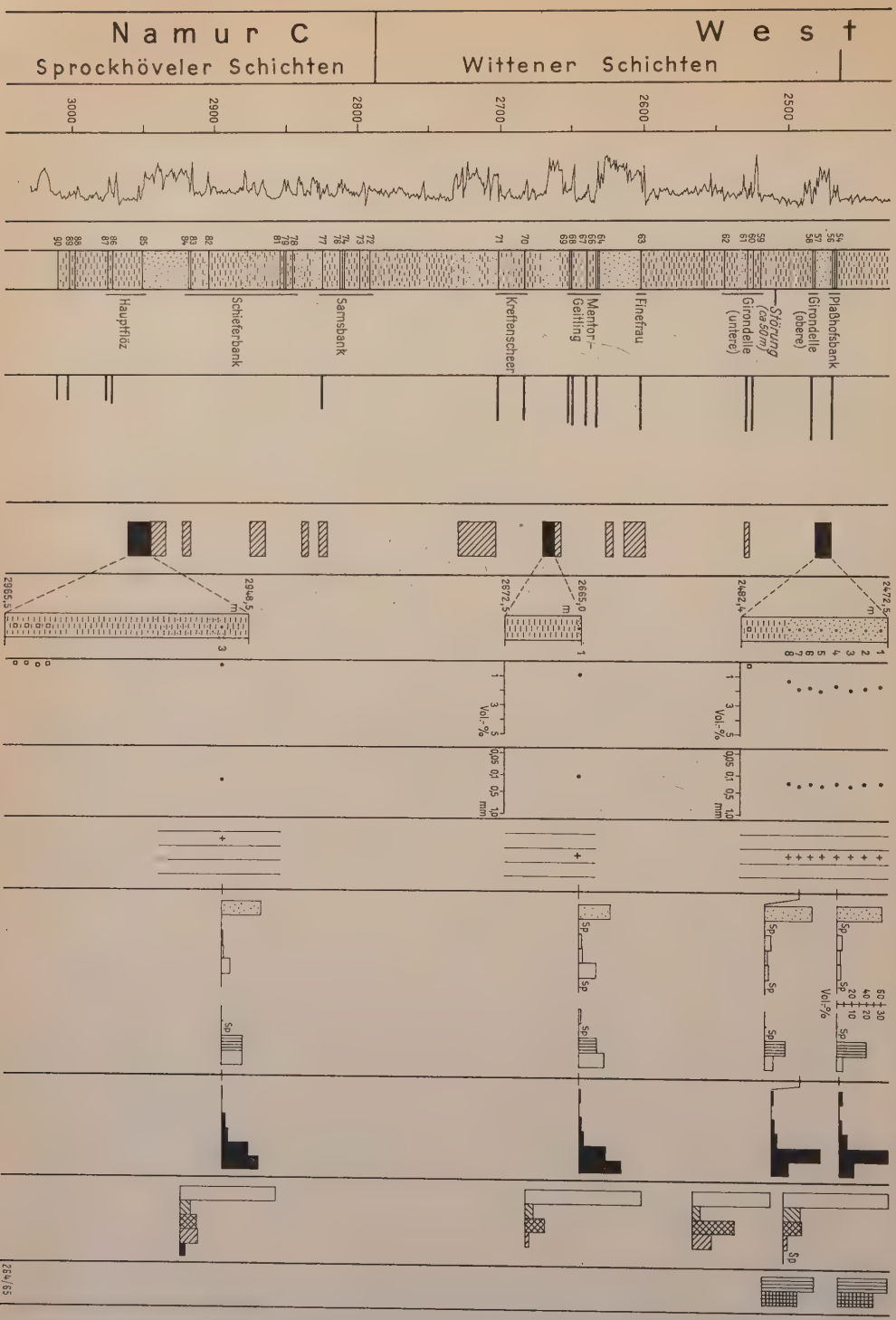


Abb. 2. Petrographische und gesteinsphysikalische Daten der Bohrung Münsterland 1

f a l A

Bochumer Schichten

Westfal B

Essener Sch.

γ-Strahlmessung

m unter NN

2400 2300 2200 2100 2000 1900 m

μg Ra-Eq/to

Flöz Nr.

Sonnenschein
Wasserfall
Dickebank
Präsident-Karoline
Johann/Jakob
Röttgersbank-Johann ?
Ida-Ernestine
Karl-Blücher
Albert 4 - Wellington
Mathilde - Albert 3
Matthias
Anna
Katharina-Gustav Gretchen
Laura-Viktoria
Störung (ca 20-40 m)

Inkohlung

Flüchtige Bestandteile (waf)

10 20 30 %

Spülproben

Kernstrecken

S

2108,0 m Flöz 35 — 2090,5 m Flöz 34

1877,1 m — 1855,6 m — 1848,7 m — 1833,3 m

Proben Nr.

Porosität der Schieferione und Sandsteine

Vol.-%

Md

mm

So

sehr gut
gut
mittelmäßig
schlecht
sehr schlecht

Modalbestand der Sandsteine

detritische Komponenten

Quarz
Plagioklas
Kalifeldspat
Gesteinsfragmente
Chlorit + Glimmer
Ton-Matrix

authigene Komponenten

Kaolinit
Sek. Quarz
Serizit
Karbonat

Sp

Quarztypen

reine Quarze
rein + undulöse Quarze
Quarze mit nadeligen Einschlüssen
Quarze m. isometrischen Einschlüssen
Quarze mit Bläschenreihen
Quarze m. feinstkörnig. Mineraleinschlüssen

Schwermineralе

Zirkon
Turmalin
Rutil
Apatit
Brookit

Packung

Packing Density
Packing Proximity

Der Muskovitanteil der Sandsteinproben, der allein auf die diagenetischen Umbildungen der Tonmatrix zurückzuführen ist, dürfte in den Sandsteinen sehr gering sein. Die Hauptmasse des Kaolinit — nach STADLER (1963) auch Dickit — wurde zusammen mit Markasit auf Gängchen (Taf. 1, Fig. 1) gefunden, die schräg zur Schichtung die einzelnen Sandsteinhorizonte durchsetzen. Gelegentlich ließen sich auch Kaolinittaschen ausmachen, die zusammen mit den Gängchen die Ursache waren, auf eine quantitative Bestimmung der einzelnen Komponenten in den Sandsteinen zu verzichten, weil durch die sekundären Mineralmobilisationen das Diagenesebild stark verfälscht worden ist.

Neugesproßter Serizit ist nur sporadisch vorhanden und kann zusammen mit dem Kaolinit korrodierend gegenüber den Quarzkörnern auftreten. Dem Faziestyp A entsprechend wurden lagenweise parallel zur Schichtung orientierte feinstkörnig-pigmentierte Sideritaggregate gefunden; im Sandstein im Hangenden von Flöz Katharina (1) wurden Pyritgirlanden um einzelne Quarzkörner nachgewiesen. Sporadisch ließen sich nur in der Probe 14 (Kernstrecke 1859,6—1877,1 m) neben den Sideritaggregaten einzelne Dolomit/Ankerit-Kristalle beobachten.

Die Schwerminerale der Sandsteine aller Kernstrecken in der Bohrung Münsterland 1 werden auf S. 19 u. 20 qualitativ und quantitativ beschrieben.

b) Westfal A

Die Sandsteine im Liegenden von Flöz 12 (Anna-Flözgruppe) und im Liegenden der Mathilde-Albert-3-Flözgruppe (18—23) gehören dem Faziestyp A an und stehen den Sandsteinhorizonten des unteren Westfal B und ihrem petrographischen Aufbau sehr nahe. Charakteristisch sind für sie innerhalb der authigenen Komponenten geringe Mengen von Kaolinit gegenüber größeren Anteilen von Serizit.

Der Sandstein im Liegenden der Albert-4-Wellington-Flözgruppe (24—27) entspricht dem Faziestyp B. Den Hauptanteil der authigenen Komponenten bildet neugesproßter Serizit, der auch die Feldspäte z. T. randlich verdrängt hat. Kaolinit ließ sich nur selten zwischen Sideritkristallen oder in der Mitte von Serizitporen beobachten. Sporadisch wurde Kaolinit an aufflasernden Enden von Muskoviten gefunden. Der Serizit hat die Quarzkörner und deren nur sporadisch auftretende sekundären Säume meist stark korrodiert. Muskovite wurden selten, gebleichte Biotite nur in Spuren gefunden. Der Kalifeldspatanteil liegt unter 5 %. Plagioklase sind sporadisch vorhanden; von Gesteinsfragmenten ließen sich Kieselschiefer und untergeordnet Quarzite nachweisen. Röntgenographisch wurde nur Siderit bestimmt, der sich hauptsächlich in Einzelkristallen beobachten ließ.

Bei den Schwermineralen (Zirkon, Turmalin, Rutil, Apatit) ist besonders das Vorkommen von einigen seifenartigen Anreicherungen von Zirkonen hervorzuheben.

Der Sandsteinhorizont im Liegenden von Flöz 31 (Karl-Blücher-Flözgruppe) entspricht dem Faziestyp A. Charakteristisch für ihn ist der große Anteil von gebleichten Biotiten und bei den authigenen Komponenten das Vorherrschen von Kaolinit gegenüber Serizit.

Die Sandsteinhorizonte im Hangenden und Liegenden der Ida-Ernestine-Flözgruppe (34 + 35). Zur Bearbeitung wurden das Sandsteinmaterial der Kernstrecke 2090,5—2108,0 m und die hangenden und liegenden Spülproben mit herangezogen (vgl. Abb. 2; Tab. 1).

Tabelle 1

Sandstein-Modalbestand (Vol.-%) Bohrung Münsterland 1 und Aufschlüsse im Plaßhofsbank-Sandstein

Kernstrecken m	Proben-Nr.	detritische Komponenten						authigene Komponenten			
		Quarz	Plagioklas	Kalifeldspat	Gesteinsbruchstücke	Glimmer + Chlorit	Tonmatrix	Kaolinit	sek. Quarz	Serizit	Karbonat
2090,5—2108,0	4	51,7	Sp	4,0	2,3	15,1	0,7	0,5	Sp	17,8	7,5
	18	55,0	Sp	3,2	5,2	6,7	1,0	5,6	0,7	13,2	9,2
2472,5—2482,4	4	60,1	0,8	6,0	4,2	5,1	Sp	—	Sp	19,4	4,0
	7	63,7	0,5	8,0	3,4	4,0	Sp	—	Sp	14,0	5,6
2665,0—2672,5	1	43,0	0,6	3,8	5,0	15,2	Sp	1,1	0,6	12,4	17,6
2948,5—2965,5	3	54,4	Sp	1,9	3,0	11,1	—	Sp	Sp	14,6	14,4
1. Aufschluß	1— 6	59,3	Sp	4,6	1,7	4,8	14,9	Sp	Sp	5,2	9,7
	1—10	59,0	Sp	8,9	3,9	1,8	11,6	0,5	0,5	5,0	8,3
2. Aufschluß	2— 3	60,8	Sp	11,5	3,7	3,2	2,3	1,0	Sp	11,6	5,0
	2— 7	62,3	Sp	13,8	3,5	0,9	Sp	Sp	0,7	13,7	4,3

Spuren (Sp) = < 0,5%

(1) Der Sandstein im Hangenden von Flöz 34 entspricht dem Faziestyp B. Zwischen den Quarzkörnern ist es häufig zu Stylolithenbildungen gekommen. Die Flächen sind meist mit „Tonsubstanz" belegt, die die Stylolithenbildung begünstigt haben dürfte, wie Heald (1955) nachwies. Der Gehalt an Kalifeldspat liegt um 5 %. Sehr oft haben idiomorphe Rhomboeder eines Mischkarbonates den Kalifeldspat verdrängt; selten ist er serizitisiert, sporadisch kaolinitisiert. Der Plagioklas (Albit-Oligoklas) tritt nur in Spuren auf. Gesteinsfragmente von Kieselschiefern, Quarziten und Glimmerschiefern wurden selten beobachtet. Der Anteil von detritischem Muskovit ist relativ hoch, der der Tonmatrix sehr gering; Chlorite fehlen im Sandstein.

Unter den authigenen Komponenten ist das Auftreten von Kaolinit bemerkenswert. Der Kaolinit wurde meist in größeren Poren gefunden, wo er vom Rande her von Serizit verdrängt worden ist (Taf. 1, Fig. 2). Charakteristisch für den Sandsteinhorizont ist der große Anteil von neugesproßtem Serizit (max. 18 %). Der Serizit dürfte vor allem verdrängend aus der Tonmatrix, untergeordnet aus dem Kaolinit (möglicherweise über eine kurze Lösungsphase, worauf Scherp 1963 hinweist) hervorgegangen sein. So wird der nur noch in geringen Mengen im Sandstein vorhandene Anteil der Tonmatrix verständlich. Der Serizit hat die angrenzenden Quarzkörner meist stark korrodiert. Neben Mischkarbonaten in den Feldspäten wird die Hauptmasse der Karbonate von Sideritrhomboedern gebildet.

(2) Der Sandsteinhorizont zwischen den Flözen 34 und 35 (Probe 8, Abb. 2) entspricht dem Sandstein vom Faziestyp A. Unter den detritischen Komponenten sind Chlorite charakteristisch; bei den authigenen Komponenten wurde in größeren Poren — neben geringen Anteilen von Kaolinit — Serizit gefunden.

(3) Der Sandstein im Liegenden von Flöz 35 entspricht dem Faziestyp B und steht dem unter a) beschriebenen Sandstein in seiner petrographischen Ausbildung sehr nahe. Unter den detritischen Komponenten wurde innerhalb der Gesteinsfragmente eine merkbare Zunahme an Glimmerschiefern beobachtet. Bei den authigenen Komponenten konnte ein relativ größerer Anteil von Kaolinit gegenüber einem geringeren Serizitanteil gefunden werden.

Die Sandsteine im Hangenden und Liegenden von Flöz 36 (Röttgersbank-Johann-Flözgruppe) entsprechen dem Sandstein-Faziestyp A. Während der hangende Sandstein für den Faziestyp entsprechende Merkmale aufweist, wurden im Liegenden des Flözes neben Sideritaggregaten Dolomit/Ankerit-Einzelkristalle gefunden. In einzelnen Partien kann dabei der Dolomit/Ankerit-Anteil bis auf 30 % ansteigen. In diesen Partien nimmt der Kaolinitanteil zu, weil hier das Karbonat den Kaolinit in größeren Poren vor diagenetischer Umbildung bewahrt hat. Der Dolomit/Ankerit tritt gegenüber dem Quarz sehr aggressiv auf, worauf Korrosionsbuchten an den Quarzkörnern und ihren sekundären Säumen hindeuten.

Der Sandsteinhorizont im Hangenden der Johann/Jakob-Flözgruppe (38—40) entspricht dem Sandstein-Faziestyp B. Die auftretenden Quarzkörner sind meist randlich von Serizit und Karbonat korrodiert. Der Kalifeldspat wurde in größeren Körnern beobachtet, die meist schachbrettartige Albitentmischungen aufweisen. Die Plagioklase sind hauptsächlich serizitisiert, seltener von Karbonatrhomboedern durchsetzt. Unter den Gesteinsfragmenten konnte ein relativ hoher Anteil von Kieselschiefern, Quarziten, Glimmer- und (?) Graphitschiefern beobachtet werden. Bei den authigenen Bildungen herrscht neu-

gesproßter Serizit vor. Es ließen sich nur Reste von Kaolinit in der Mitte von Serizitporen beobachten. Der Siderit liegt in einzelnen Rhomboedern vor, die oft einen feinen Überzug von Limonit (?) aufweisen. Einzelne Partien sind sehr reich an Schwermineralien: Es wurden Turmalin, Zirkon und Leucoxen beobachtet.

Der Sandstein im Hangenden der Präsident-Karoline-Flözgruppe (41—44) steht dem Sandstein-Faziestyp B sehr nahe. Die Quarze sind meist von neugesproßten Seriziten randlich korrodiert. Kalifeldspäte und Plagioklase sind randlich von Seriziten verdrängt und von Karbonaten durchsetzt. Der Anteil der Feldspäte liegt unter 5 %. Bei den Gesteinsfragmenten sind Glimmerschiefer besonders häufig; Quarzite und Kieselschiefer treten zurück. Muskovite sind relativ häufig und meist regellos im Sandstein verteilt. Wenige Chlorite und gebleichte Biotite sind vorhanden. Kaolinitreste wurden nur in größeren Poren gefunden, wo vom Rande her der Kaolinit vom Serizit verdrängt wird. Der Anteil des neugesproßten Serizit liegt bei ca. 15 %. Da der Serizit gegenüber den Quarzkörnern sehr aggressiv auftritt, ließen sich sekundäre Quarzsäume kaum beobachten. Siderit wurde hauptsächlich in feinstkörnig-pigmentierten Aggregaten, seltener in einzelnen Rhomboedern, gefunden. Von den Schwermineralen konnten Zirkon, Turmalin, Apatit und akzessorisch authigener Brookit beobachtet werden. Zum Liegenden des Sandsteins werden Apatit und Turmalin häufiger. Bemerkenswert ist hier die Beobachtung an relativ großen Turmalinkörnern: In ausgeprägten Korrosionsbuchten, die parallel zur c-Achse der Kristalle orientiert sind, konnte neugesproßter Serizit nachgewiesen werden. Von opaken Schwermineralen wurde Leucoxen, der oft einzelne Quarzkörner umrindet hat, neben Pyrit beobachtet.

Der Sandsteinhorizont im Hangenden der Dickebank-Flözgruppe (45—48) entspricht im höchsten Teil dem Sandstein-Faziestyp A. In einigen Partien dieses Abschnittes wurde ein Dolomit/Ankerit-Gehalt von ca. 30 % beobachtet. Der Hauptanteil der detritischen Komponenten „schwimmt" in diesen Partien in der karbonatischen Grundmasse, und besonders die Quarzkörner werden von dem Karbonat buchtig resorbiert. Charakteristisch für den gesamten Sandsteinhorizont ist bei den Gesteinsbruchstücken der relativ hohe Anteil von Glimmerschiefern, Quarziten und Kieselschiefern. Der liegende Teil des Sandsteinhorizontes entspricht dem Faziestyp B. Bei den authigenen Komponenten herrscht neugesproßter Serizit gegenüber Kaolinit vor. In einigen Proben ließen sich Gängchen beobachten, die Kaolinit, Dolomit/Ankerit und etwas Pyrit führen. Weil diese Gängchen wie Fremdkörper den stark serizitisierten Sandstein durchsetzen, kann ihre Bildung in keinem direkten Zusammenhang mit der Sandsteindiagenese stehen. Von den Schwermineralien wurden Turmalin und Apatit im liegenden Teil häufiger beobachtet.

Die Sandsteine im Hangenden und Liegenden von Flöz 52, Sonnenschein-Flözgruppe

(1) Der hangende Sandstein entspricht dem Sandstein-Faziestyp B. Charakteristisch für ihn ist bei den detritischen Komponenten der hohe Gehalt an Gesteinsbruchstücken: Quarzite, Kiesel- und Glimmerschiefer, Kalifeldspäte sind sehr gering, Plagioklase nur sporadisch im Sandstein vertreten. Muskovite wurden selten, gebleichter Biotit in Spuren beobachtet. Der Gehalt an Kaolinit ist gering und liegt unter 1 %. Das Hauptbindemittel des Sandsteins ist neugesproßter Serizit. Von den Karbonaten konnten nur Sideritrhomboeder nachgewiesen werden, die oft von feinen (?) Limonitsäumen überzogen sind. Bemerkenswert ist der Nachweis von Apatitneubildungen im liegenden Teil des Sandsteins: Am Rande

einer von Kaolinit erfüllten Pore wurden Apatitkriställchen mit einer maximalen Prismenlänge von 0,03 mm beobachtet. GRIM (1953) erwähnt die bevorzugte Anlagerung von Phosphationen an Tonminerale, insbesondere an Kaolinit. Diese Tatsache dürfte die Bildung von Apatitkriställchen in der Umgebung von Kaolinit begünstigt haben.

(2) Der liegende Sandstein unterscheidet sich nur geringfügig in seinem mittleren Teil von dem unter a) beschriebenen Horizont. In diesem Abschnitt des Sandsteinhorizontes sind einzelne Gängchen von Kaolinit beobachtet worden. Andere typische Komponenten des Abschnittes sind gebleichte Biotite und feinstkörnig-pigmentierte Sideritaggregate.

Der Sandstein im Liegenden Flöz 53, Sonnenschein-Flözgruppe, entspricht im hangenden Teil dem Faziestyp B, zum Liegenden hin geht er in den Faziestyp A über. Für die detritischen Komponenten des hangenden Abschnittes sind Gesteinsbruchstücke (Quarzite, Kieselschiefer, Quarzit- und Glimmerschiefer) charakteristisch. Muskovite und Chlorite wurden selten, gebleichte Biotite nur sporadisch beobachtet. Bei den authigenen Komponenten bildet neugesproßter Serizit den Hauptanteil. Der Kaolinitgehalt beträgt ca. 1 %. Von den Karbonaten ließ sich Siderit nur in Einzelkristallen beobachten.

Der Sandstein im Liegenden Flöz Plaßhofsbank (54—56), Kernstrecke 2472,5—2482,4 m und Spülproben aus deren hangendem Teil, entspricht dem Faziestyp B. Bei den detritischen Komponenten sind stylolithenartige Kontakte zwischen den Quarzkörnern sehr häufig. Der Anteil der Kalifeldspäte ist relativ hoch (Abb. 2 und Tab. 1). Sie sind stark serizitisiert, seltener karbonatisiert und oft von Albit-Entmischungslamellen durchzogen. Die Plagioklase (Albit-Oligoklas) sind relativ frisch. Nach der Reihenfolge ihres quantitativen Vorkommens innerhalb der Gesteinsfragmente wurden Quarzite, Quarzitschiefer, Kieselschiefer, Glimmerschiefer und sporadisch Körner mit Quarz-Feldspat-Implikationsgefügen beobachtet. Neben häufig auftretenden Muskoviten, die gelegentlich parallel zu einer schwach ausgeprägten Schichtung eingeregelt sind, konnten diffus verteilte gebleichte Biotite beobachtet werden, deren Pleochroismus nur noch schwach zu erkennen war und die z. T. bei + Nicols isotrop sind. Häufig wurden die Biotite von Sagenitmikrolithen durchsetzt. Detritische Tonmatrix ist nur sporadisch vorhanden.

Die authigenen Komponenten werden durch einen großen Anteil von neugesproßtem Serizit gekennzeichnet (Taf. 1, Fig. 3). Bemerkenswert ist hier die Beobachtung von sporadisch auftretenden abgerollten Serizitaggregaten (Taf. 1, Fig. 4). Kaolinit konnte weder auf optischem noch auf röntgenographischem Wege (in der abgeschlämmten 2-μ-Fraktion) nachgewiesen werden. In den Gängchen der Probe 5 konnte STADLER (1963) Dickit, Siderit und Quarz nachweisen. Von den Karbonaten wurde nur Siderit beobachtet, der zum Liegenden hin häufiger wird und in mosaikartig angeordneten Rhomboedern oder untergeordnet in feinstkörnig-pigmentierten Aggregaten gefunden wurde.

Der Sandsteinhorizont im Liegenden Flöz 61, Girondelle-Flözgruppe, steht dem Faziestyp A nahe. Unter den detritischen Komponenten wurden Kalifeldspäte selten, Plagioklase nur sporadisch beobachtet. Der Gehalt an Muskoviten, Chloriten und gebleichten Biotiten ist gering. Der Biotit zeigt häufig Entmischungen von Leucoxen auf den 001-Flächen. Neben Serizit wurden von den übrigen authigenen Komponenten Kaolinitreste, die randlich von neugesproßtem Serizit umgeben werden, und Sideritaggregate gefunden. Von den Schwermineralen konnte nur Apatit beobachtet werden.

Der Sandstein im Liegenden Flöz Finefrau (63) — das sog. Finefrau-Konglomerat — entspricht dem Sandstein-Faziestyp B. Charakteristisch für die detritischen Komponenten ist der geringe Anteil von Kalifeldspäten (ca. 1 %), die meist stark serizitisiert sind. Plagioklase wurden nur sporadisch beobachtet. Der Sandstein ist reich an Gesteinsbruchstücken von Quarzit, Quarzitschiefer, Kieselschiefer und Glimmerschiefer. Bei den authigenen Komponenten herrscht Serizit vor, der die einzelnen Quarzkörner stark korrodiert, z. T. sogar buchtig resorbiert hat. Partienweise kann der Serizit von sekundärem Quarz vertreten werden, der dann in optischer Kontinuität die Quarzkörner umwachsen hat. In größeren Serizitporen ließen sich gelegentlich Reste von Kaolinit beobachten, dessen Anteil unter 1 % liegt. Im liegenden Abschnitt des Sandsteins konnten sporadisch Poren mit detritischer Tonmatrix gefunden werden, in deren Mitte sich Umwandlungen zu Kaolinit beobachten ließen, während vom Rande her ein Neusprossen von Serizit aus der detritischen Tonmatrix eingesetzt hat und auf den Kaolinit übergreift. Oft werden diese Poren von Sideritrhomboedern umgeben. Im übrigen Sandstein konnten nur wenig Sideritrhomboeder, die meist von einem (?) limonitischen Saum überzogen sind, nachgewiesen werden. Dolomit/Ankerit-Kristalle sind nur sporadisch vorhanden. In besonders grobkörnigen Partien konnte Turmalin und Apatit beobachtet werden, während authigener Pyrit als letzte diagenetische Mobilisation im Sandstein auftritt.

Der Sandstein im Hangenden der Kreftenscheer-Flözgruppe (70—71), Kernstrecke 2665,0—2672,5 m und Spülproben aus deren Hangenden, entspricht im liegenden und hangenden Teil dem Faziestyp A in seiner charakteristischen Ausbildung. Für die detritischen Komponenten sind die starke Korngrößenabhängigkeit der Kalifeldspäte sowie der relativ hohe Glimmergehalt (Abb. 2; Tab. 1) und das Auftreten von Chlorit typisch. Die authigenen Komponenten zeichnen sich durch einen geringen Kaolinitgehalt aus, dem ein hoher Anteil an Serizit gegenübersteht. Dabei wurde die Hauptmenge des Kaolinits in der Mitte von Serizitporen beobachtet. Reine Kaolinite wurden nur in von Karbonaten eingesiegelten Poren gefunden. Der Anteil der Karbonate ist relativ groß und wird zu $^4/_5$ von Sideritaggregaten und zu $^1/_5$ von gröberkristallinen Dolomit/Ankerit-Kristallen gebildet.

Für den mittleren Teil des Sandsteins, der dem Faziestyp B entspricht, sind innerhalb der authigenen Komponenten ebenfalls Kaolinitreste in der Mitte von Serizitporen charakteristisch.

Die Sandsteinhorizonte im Liegenden der Kreftenscheer-Flözgruppe (70—71) entsprechen dem Faziestyp B oder stehen ihm sehr nahe. Unter den detritischen Komponenten ist der Gehalt an Kalifeldspat bei ca. 5 %, während Plagioklase nur sporadisch auftreten. Die Kalifeldspäte sind hauptsächlich karbonatisiert, die Plagioklase meist serizitisiert. Bei dem relativ großen Anteil von Gesteinsbruchstücken wurden Kieselschiefer, Quarzite, Quarzit- und Glimmerschiefer gefunden. Die Sandsteinhorizonte sind weitgehend frei von Kaolinit. In wenigen Poren konnten Kaolinitreste in Serizitporen beobachtet werden. Sporadisch ließ sich Kaolinit auch an aufflasernden Muskovitenden nachweisen. Häufiger im Sandsteinhorizont wurden Gängchen mit Dolomit/Ankerit, Kaolinit und etwas Pyrit gefunden. Der Karbonatgehalt der Sandsteine ist gering und besteht hauptsächlich aus Sideritrhomboedern und etwas Dolomit/Ankerit.

c) Oberes Namur C

Die Sandsteinhorizonte im Liegenden Flöz 77 und im Hangenden Flöz 78 entsprechen dem Sandstein-Faziestyp A. Charakteristisch für

beide Horizonte ist unter den authigenen Komponenten der relativ hohe Kaolinitgehalt, der maximal 5 % erreichen kann, gegenüber größeren Anteilen von Serizit. Weiterhin charakteristisch sind Schwermineralseifen, deren Hauptminerale kantengerundete bis abgerollte Zirkone — neben Turmalin, Apatit, Rutil und Leucoxen — bilden.

Die Sandsteinhorizonte im Liegenden Flöz 81 entsprechen dem Faziestyp A und zeigen den ähnlichen mineralischen Aufbau wie die Horizonte im Liegenden Flöz 77 und Hangenden Flöz 78. Innerhalb der authigenen Komponenten wurden jedoch geringere Anteile von Kaolinit von ca. 1 % beobachtet, denen größere Anteile von Serizit gegenüberstehen. In den einzelnen Horizonten wurden gelegentlich Gängchen von Dolomit/Ankerit beobachtet.

Der Sandstein im Liegenden Flöz 84 und Hangenden Flöz 85 entspricht dem Faziestyp B. Bei der Untersuchung des Sandsteinmaterials der Spülproben wurde in der Teufe von ca. 2938 m im mittleren Teil des Sandsteins eine 3 bis 4 m mächtige karbonatische Sandsteinpartie gefunden, deren Lage auch durch das Gamma-Ray angegeben wird (Abb. 2).

(1) Für die Sandsteine im Hangenden und Liegenden des karbonatischen Abschnittes sind einzelne Lagen mit Anreicherungen von Kalifeldspäten charakteristisch, während Plagioklase nur sporadisch gefunden wurden. Im allgemeinen sind Umwandlungen der Feldspäte selten. Der Anteil der Gesteinsbruchstücke ist relativ groß und setzt sich aus Kieselschiefern, Quarziten, Quarzit- und Glimmerschiefern, gelegentlich auch gefältelten Quarzitschiefern zusammen. Muskovite und gebleichte Biotite wurden selten gefunden, die Clorite fehlen. Bei den authigenen Komponenten herrscht Serizit vor, der untergeordnet partienweise von sekundärem Quarz vertreten werden kann. Die Quarze dieser Partien sind dann in optischer Kontinuität weitergewachsen, ohne daß sich ihre primär-detritischen Oberflächen immer deutlich beobachten ließen, weil auf ihnen die Staubsäume fehlen. Die Sandsteine sind frei von Kaolinit und haben nur einen geringen Karbonatgehalt, der von Dolomit/Ankerit-Kristallen gebildet wird. Von den Schwermineralen wurde neben den bekannten hellen Mineralen Zirkon, Turmalin, Rutil und Apatit sporadisch auch authigener Brookit beobachtet.

(2) Im karbonatischen Abschnitt kann der Dolomit/Ankerit-Anteil mehr als 50 % des Sandsteinvolumens einnehmen. Die Reste des primären Mineralbestandes „schwimmen" dann in der karbonatischen Grundmasse, die ± alle Minerale stark korrodiert bis resorbiert hat. Dennoch wird deutlich, daß sich der Dolomit/Ankerit nach dem Neusprossen von Serizit in den Sandstein „eingefressen" hat.

Der 50 cm mächtige Sandsteinhorizont im Liegenden Flöz 85, Kernstrecke 2948,5—2965,5 m, entspricht dem Faziestyp A in seiner charakteristischen Ausbildung. Unter den authigenen Komponenten ist der röntgenographische Nachweis von Kaolinit in der abgeschlämmten 2-μ-Fraktion interessant. Den Hauptanteil bildet jedoch bei den authigenen Komponenten der Serizit (Abb. 2, Tab. 1).

In dem Sandsteinhorizont ließen sich Gängchen von Dolomit/Ankerit beobachten, die ± senkrecht zur Schichtung den Horizont durchsetzen und deren Dolomit/Ankerit die angrenzenden Quarzkörner oft buchtig resorbiert hat.

d) Spezielle Untersuchungen

Als ein vorläufiges Untersuchungsergebnis der Sandsteine in der Bohrung Münsterland 1 konnte innerhalb der authigenen Komponenten die Vergrößerung

des neugesproßten Serizitanteils mit zunehmender Teufe bei gleichzeitiger Abnahme des Gehaltes an Kaolinit angesehen werden. Eine Ausnahme bildet dabei nur der Sandsteinhorizont im Liegenden Flöz Plaßhofsbank (54—56). Im Plaßhofsbanksandsein wurde kein Kaolinit beobachtet, obwohl dieser Horizont, der dem Sandstein-Faziestyp B angehört, von kaolinitführenden Sandsteinen, z. B. dem Finefrau-Konglomerat, unterlagert wird. Weil mögliche Unterschiede im primären mineralischen Aufbau diagenetische Mineralneubildungen entweder verzögern oder beschleunigen können, wurden zur Klärung der abweichenden Serizitisierung des Plaßhofsbank-Sandsteins die Schwerminerale und Quarztypen in den Sandsteinen der Kernstrecken untersucht. Die Untersuchung dieser Mineralgruppen bot die beste Gewähr dafür, den primären Mineralbestand zu charakterisieren, weil die Minerale selbst von diagenetischen Umbildungen nicht (oder nur kaum) betroffen werden.

1. Schwerminerale

Bei den hellen Mineralen handelt es sich um eine sehr stabile Folge von Zirkon, Turmalin, Rutil und Apatit (Abb. 2; Tab. 2). In allen Präparaten stellen die

Tabelle 2

Schwermineralverteilung — Bohrung Münsterland 1

Kernstrecken m	Proben-Nr.	Präparat-Nr.	Schwerminerale (Korn-%)				
			Zirkon	Turmalin	Rutil	Apatit	Brookit
1840,7—1848,7	6	1	72,2	3,3	10,0	14,5	—
1848,7—1855,6	5 + 7						
2090,5—2108,0	1 — 7	2	37,7	16,7	10,0	35,6	Sp
	17 — 19	3	37,2	14,8	12,4	35,6	—
2472,5—2482,4	1 — 3	4	76,1	3,3	11,7	8,9	Sp
	4 — 6	5	72,4	12,0	12,6	3,0	Sp
	7 — 8	6	53,3	5,3	28,7	12,7	—
2665,0—2672,5	1	7	80,4	5,4	12,9	1,3	—
2948,5—2965,5	3	8	65,9	7,2	11,5	12,5	2,9

Zirkone den Hauptteil der hellen Schwerminerale. Die einzelnen Zirkonkörner sind farblos und abgekantet, zonar gebaute Zirkone sind selten. Ebenfalls selten sind Einschlüsse, die von nadeliger oder isometrischer Form sein können und im allgemeinen von kleineren Zirkonen gebildet werden. Idiomorphe Zirkone sind meist nur sporadisch vorhanden. Die Turmaline wurden als scharfkantige Bruchstücke gefunden. Bei ihnen herrschen die braunen Farbtöne vor, die sich mit dem ausgeprägten Pleochroismus vom zarten Hellbraun bis zum Dunkelbraun ändern. Seltener wurden grün gefärbte, sporadisch blaue (in den Präparaten 2, 3 und 4) Turmaline beobachtet. Einschlüsse von Apatit, Bläschen und opaker Substanz sind häufig. Die Rutile wurden teils in strohgelb, teils in rotbraun gefärbten und meist abgekanteten Körnern gefunden. Im Präparat 3 wurde ein

Rutilkorn mit Korrosionstaschen beobachtet, die parallel zur Hauptachse orientiert eingelagert sind. Von diesen Korrosionstaschen nimmt SCHUMANN (1948) an, daß sie von Ilmenit erfüllt waren, der sich schon im Muttergestein aus Rutil gebildet hatte. Der Apatit zeigt meist gerundete Körner, deren Oberflächen stark genarbt sind und bei kleineren Körnern sogar stachelig ausgebildet sein können (Taf. 2, Fig. 1). Mit Ausnahme des Präparates 8 wurde Brookit nur in einigen anderen Präparaten sporadisch gefunden. Die Brookite zeigen hauptsächlich einen kurzprismatischen Habitus, und ihre Prismenflächen haben die charakteristische Längsstreifung. Weil die Mehrzahl der Brookitkristalle im Zusammenhang mit Leucoxenresten stehen, darf man aus dieser Beobachtung und den teilweise gut ausgebildeten Kristallformen, die einen Transport kaum überstanden hätten, die authigene Bildung des Brookit aus der Leucoxensubstanz ableiten. An opaken Mineralen wurde in allen Präparaten Leucoxen gefunden.

2. Quarztypen

Bei den sechs Gruppen innerhalb der Quarze, die nach optischen Gesichtspunkten aufgestellt wurden (Abb. 2; Tab. 3), handelt es sich um A) reine

Tabelle 3

Quarztypen — Bohrung Münsterland 1

Kernstrecken m	Proben-Nr.	Quarztypen (Korn-%)					
		A	B	C	D	E	F
1848,8—1855,6	7	6,6	1,6	5,6	13,0	28,0	45,2
1859,6—1877,1	14	1,6	0,8	5,2	9,8	14,0	68,6
2090,5—2108,0	4	1,2	0,6	5,4	7,1	34,2	51,5
	17	1,0	0,4	2,8	5,4	23,8	66,6
2472,5—2482,4	4	3,6	0,4	1,6	9,6	65,6	19,2
	7	1,8	—	3,2	5,6	67,4	22,0
2665,0—2672,5	1	1,0	0,4	2,2	5,6	35,8	55,0
2948,5—2965,5	3	0,2	—	4,2	7,2	38,4	50,0

Quarze:
A rein
B rein + undulös
C mit nadeligen Einschlüssen
D mit isometrischen Einschlüssen
E mit Bläschenreihen
F mit feinstkörnigen Mineraleinschlüssen

Quarze, die klar und ungetrübt sind und weder Einschlüsse noch undulöse Auslöschung aufweisen. Von dieser Gruppe wurden B) reine und undulös auslöschende Quarze abgetrennt. Unter der Gruppe C), Quarze mit nadeligen Einschlüssen, werden Quarzkörner zusammengefaßt, in denen überwiegend dunkelrotbraun gefärbte Rutilnadeln mit einer maximalen Länge von 0,07 mm, häufig mit Zwillingsbildung nach 101, auftreten. Seltener wurden Apatitnadeln gefunden. Den Hauptteil der Einschlüsse bei der Gruppe D), Quarze mit isometrischen Einschlüssen, stellen Turmalin und Apatit, seltener Zirkon und Glimmer sowie geldrollenförmige Chloritaggregate. Die Quarzkörner der Gruppe E), Quarze mit Bläschenreihen, erscheinen im gewöhnlichen Licht einheitlich; bei gekreuzten Nicols wird ihr Aufbau aus mehreren Individuen deutlich. Die Bläschenreihen durchziehen in parallelen, gradlinig oder gekrümmten Reihen die Quarzkörner und gehen dabei über die Korn-

nähte der einzelnen Individuen hinweg. Die Form und Größe der Bläschen ist sehr unterschiedlich. Es wurden runde, ovale und scharfkantige Umrisse gefunden, deren Durchmesser zwischen 3 und 4 μ liegen. Im Unterschied zu der unter E zusammengefaßten Gruppe werden die Quarzkörner der Gruppe F), Quarze mit feinkörnigen Mineraleinschlüssen, von unbestimmbaren Mineralmikrolithen in statistisch ungeordneter Verteilung durchschwärmt. Die Mikrolithen haben meist einen sehr scharfkantigen Umriß und erscheinen bei || Nicols schwach transparent bis opak, während sie bei + Nicols selten ein Aufhellen zeigen. Im allgemeinen sind die Mikrolithen größer als die Bläschen der Quarze vom Typ E.

3. Liefergebiet und primärer Mineralbestand

Weder die Schwermineralanalysen noch die Studien der Quarztypen lassen bei einer Gegenüberstellung (Abb. 2) eindeutige Aussagen über den primären Mineralbestand des Plaßhofsbank-Sandsteins zu. Während sich bei den Schwermineralen der stärkste Einfluß von sauren Plutoniten und Pegmatiten auf Grund des Turmalingehalts (Krynine 1946) und des hohen Apatitgehalts in den Sandsteinen der Ida-Ernestine-Flözgruppe zeigt, macht bei den Quarztypen die Gruppe E — Quarze mit Bläschenreihen, die nach Huckenholz (1959) von Gang- bzw. Granitquarzen abstammen — für den Plaßhofsbank-Sandstein denselben Einfluß geltend. Weil man annehmen muß, daß die Schwerminerale den diagenetischen Umbildungen (wie sie die Apatitkörner aufweisen) stärker ausgesetzt waren, kommt den Quarztypen eine größere Bedeutung zu. Im Plaßhofsbank-Sandstein wird der stärkere Einfluß eines granitischen Liefergebietes — außer den Quarztypen der Gruppe E — durch das Auftreten von Körnern mit Quarz-Feldspat-Implikationsgefügen sowie bedingt durch die abgerollten Serizitaggregate deutlich. Letztere dürften — zusammen mit den anderen aufgezeigten Einflüssen im primären Mineralbestand des Plaßhofsbank-Sandsteins — für dessen abweichenden Diagenesegrad verantwortlich sein.

Für die übrigen untersuchten Sandsteine beider Faziestypen der Bohrung Münsterland 1 wurden unter den Gesteinsbruchstücken in der Hauptsache Körner von metamorphen und sedimentären Liefergebieten beobachtet. Von untergeordneter Bedeutung sind Einflüsse von sauren bis intermediären Ursprungsgesteinen. Auf Grund der geringen Feldspatanteile und der größeren Gehalte von „Ton" liegt die Mehrzahl der Sandsteine aus den Kernstrecken der Bohrung Münsterland 1 im Diagramm nach Pettijohn (1949) im Subgrauwackenbereich (Abb. 3).

4. Packung

In Verbindung mit der Untersuchung der Quarztypen ist die „packing density" und „packing proximity" an Proben des Faziestyps B in den Sandsteinen der Ida-Ernestine-Flözgruppe und des Plaßhofsbank-Sandsteins ermittelt worden. Wie zu erwarten, wurden größere Werte sowohl bei der „packing density" als auch bei der „packing proximity" für den Plaßhofsbank-Sandstein gefunden (Abb. 2; Tab. 4). Es sei aber darauf hingewiesen, daß bei der Serizitisierung der Sandsteine besonders deren Quarzkörner von dem neugesproßten Serizit stark korrodiert worden sind. Aus diesem Grunde werden die Methoden der Bestimmung von „packing density" und „packing proximity" bei stärkerem Diageneseeinfluß fragwürdig.

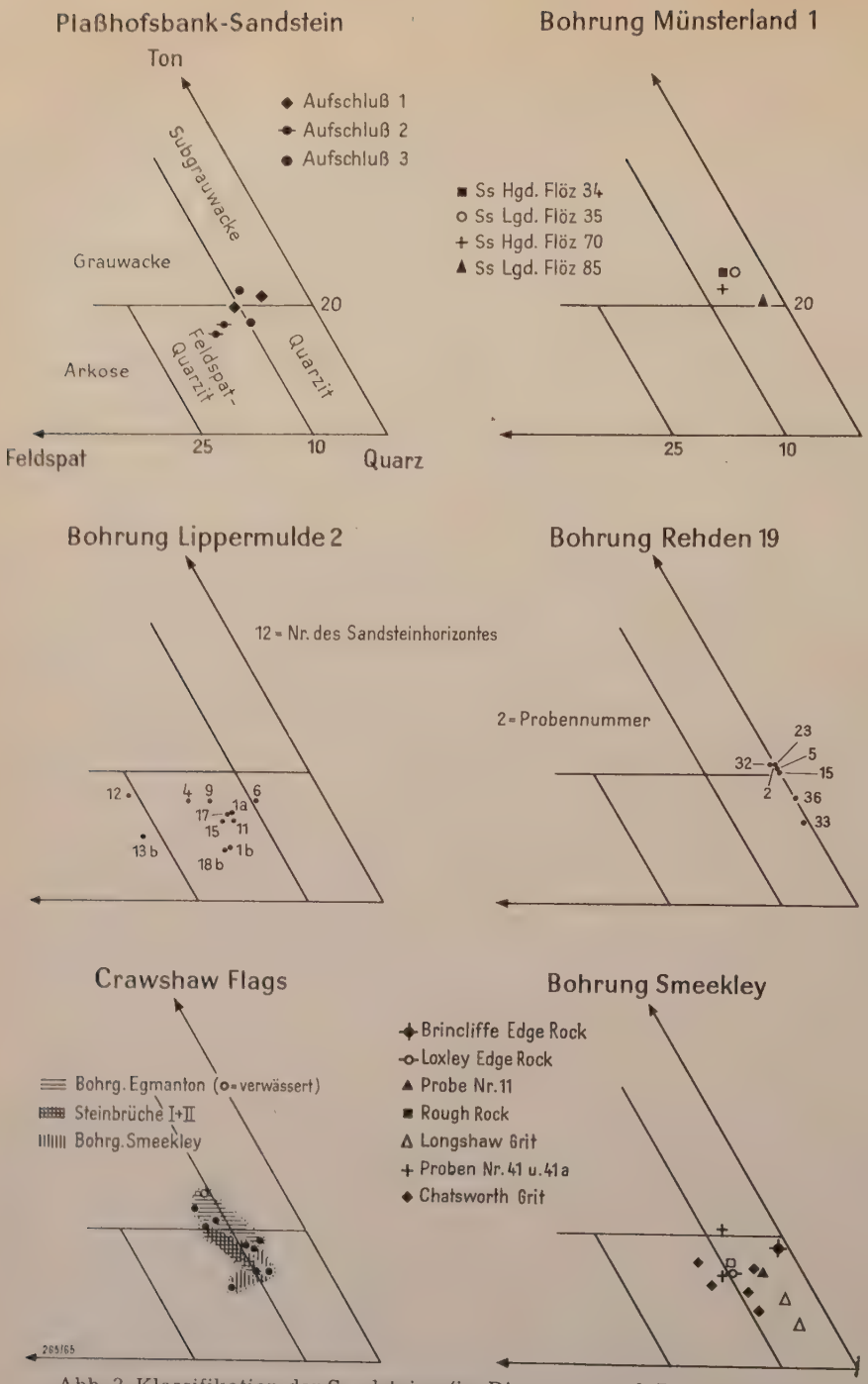


Abb. 3. Klassifikation der Sandsteine (im Diagramm nach PETTIJOHN 1949)

Tabelle 4

Packung — Bohrung Münsterland 1

Kernstrecken m	Proben-Nr.	t (mm)	g (mm)	Packing density	n	q	Packing proximity
2090,5—2108,0	4	85,34	49,05	57,6	474	155	32,7
	19	62,11	37,58	60,5	419	136	32,4
2472,5—2482,4	4	85,03	56,95	67,0	384	185	48,2
	7	133,98	93,79	70,0	424	215	50,7

t = Länge der gesamten Traverse
g = Summe der Kornlängen detritischer Körner
n = Summe aller Kontakte
q = Anzahl der Korn-an-Korn-Kontakte

II. Plaßhofsbank-Sandstein

Im Ruhrgebiet wurden zwei weitere Aufschlüsse im Plaßhofsbank-Sandstein untersucht (Abb. 4; Tab. 1).

Erster Aufschluß (Niederrheinische Bergwerks AG)

Der Plaßhofsbank-Sandstein dieses Aufschlusses entspricht dem Sandstein-Faziestyp A. Charakteristisch ist bei den detritischen Komponenten der hohe Anteil der Tonmatrix. Andere detritische Komponenten sind Muskovite und stark gebleichte Biotite; Chlorite wurden selten beobachtet. Bei den authigenen Komponenten ist der Anteil des Serizits gering; sporadisch konnte Kaolinit in Zusammenhang mit der Tonmatrix beobachtet werden. Von den Karbonaten wurden feinstkörnig-pigmentierte Sideritaggregate neben wenig Dolomit-Ankerit-Kristallen beobachtet. Nur in der Probe 11 im Liegenden des Sandsteins bilden Dolomit/Ankerit und Siderit ca. 50 % des Volumens. Die Quarzköner sind hier von den Karbonaten z. T. buchtig resorbiert worden. Interessant ist der Nachweis von Taschen mit mikrokristallinem Quarz (Chalcedon?) in der karbonatischen Grundmasse. Von den Schwermineralen konnten Zirkon, Turmalin, Rutil, Apatit und sporadisch authigener Brookit in Zusammenhang mit Leucoxenaggregaten nachgewiesen werden. Das Hangende des Horizontes durchsetzen vereinzelte Pyritgängchen als letzte diagenetische Mobilisation.

Zweiter Aufschluß (Zeche Waltrop, Hibernia Bergbau AG)

Der Plaßhofsbank-Sandstein dieses Aufschlusses entspricht dem Sandstein-Faziestyp B. Im Gegensatz zum ersten Aufschluß ist hier der Anteil der Tonmatrix sehr gering. Die Gesteinsbruchstücke setzen sich aus Kieselschiefern und Quarziten zusammen. Unter den authigenen Komponenten bildet der neugesproßte Serizit den Hauptanteil. Kaolinit ließ sich nur selten in der Mitte von Serizitporen beobachten. Von den Schwermineralen wurden die bekannte Folge und authigener Brookit beobachtet.

a) Diagenese der Tonmatrix I

Die Untersuchungen der Sandsteine der Bohrung Münsterland 1 haben sowohl im Sandstein-Faziestyp A als auch im Typ B ein Neusprossen von Serizit in Abhängigkeit der Teufe bei gleichzeitiger Abnahme des Kaolinitgehaltes erkennen lassen. Obwohl die Bohrung Sandsteine im fortgeschrittenen Diagenese-

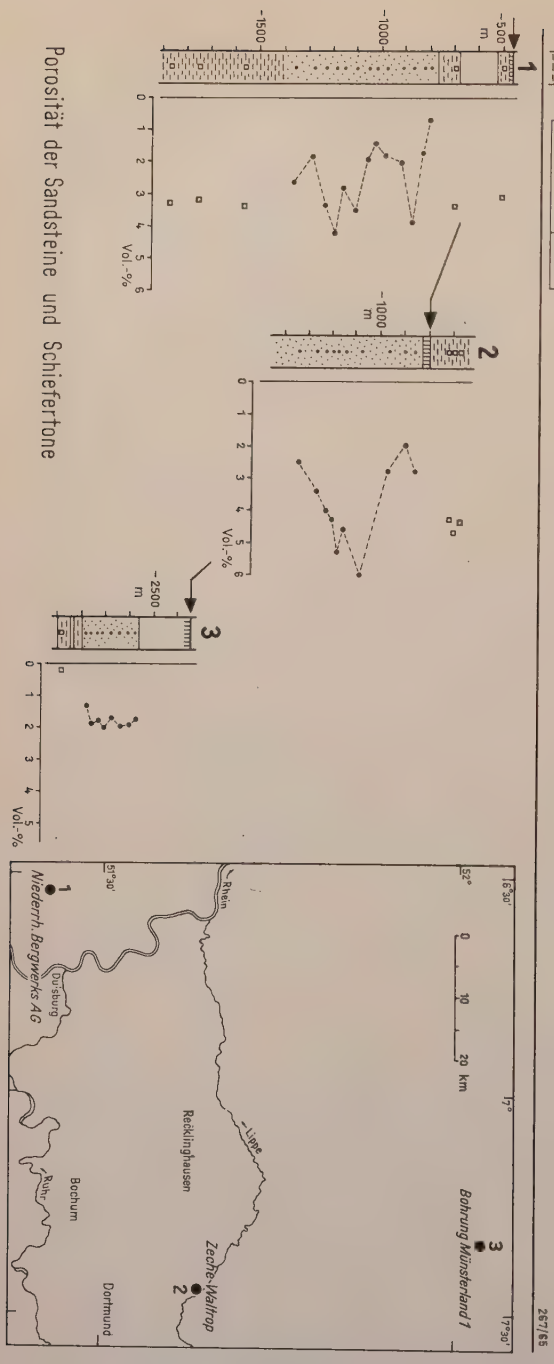


Abb. 4. Mineralbestand und Porosität des Plaßhofsbank-Sandsteins

stadium angetroffen hat, wird auch hier eine deutliche diagenetische Differenzierung zwischen den Sandsteinen des Faziestyps A und denen des Faziestyps B deutlich: Der erste völlig serizitisierte Sandstein vom Typ B wurde in der Bohrung Münsterland 1 im Liegenden des Flözes 84 angetroffen. Im nächsttieferen Sandsteinhorizont vom Typ A, im Liegenden Flöz 85 (Kernstrecke 2948,5—2965,5 m) ließ sich dagegen sporadisch noch Kaolinit nachweisen, und die Schiefertone derselben Kernstrecke zeigen noch Gewichtsverhältnisse von Kaolinit zu Quarz von 0,5.

Im Plaßhofsbank-Sandstein der untersuchten Aufschlüsse tritt die diagenetische Differenzierung zwischen beiden Faziestypen besonders deutlich hervor: Der Sandstein vom Typ A des 1. Aufschlusses zeichnet sich durch einen hohen Anteil von Tonmatrix aus, dem relativ wenig neugesproßter Serizit und Spuren von Kaolinit gegenüberstehen. Im 2. Aufschluß wurde ein Sandstein des Faziestyps B untersucht, dessen Hauptanteil — innerhalb der authigenen Komponenten — neugesproßter Serizit ist und dessen Gehalte an Tonmatrix und Kaolinit sehr gering sind.

Diese Beobachtungen finden ihre Erklärung darin, daß die diagenetischen Umbildungen — deren Intensität weitgehend von der Wegsamkeit der Lösungen im Sedimentmaterial abhängt — im Sandstein des 1. Aufschlusses durch primärsedimentologische Bildungen (feinstkörnig-pigmentierte Sideritaggregate des Faziestyps A) stärker gehemmt wurden als im Sandstein vom Faziestyp B des 2. Aufschlusses. Ein Vergleich der Porositäten beider Sandsteine macht diese Annahme deutlich: Die größeren Porositäten lassen sich auch heute noch in den Sandsteinproben vom Faziestyp B des 2. Aufschlusses beobachten und zeigen hier außerdem eine Abhängigkeit von den Md-Werten.

Den 3. Aufschluß im Plaßhofsbank-Sandstein hat die Bohrung Münsterland 1 erbohrt. Der Sandstein entspricht zwar dem Faziestyp B; sein hoher Anteil von Serizit dürfte jedoch allein von diagenetischen Umbildungen nicht abzuleiten sein.

Den generellen Diageneseablauf der Tonmatrix beider Sandstein-Faziestypen gibt die Abb. 5 vereinfacht wieder. Die Zusammenstellung ist das Ergebnis der Untersuchung aller bearbeiteten Profile. Die Aufschlüsse des Plaßhofsbank-Sandsteins ordnen sich in den unteren Teil der Darstellung ein. Die Sandsteine vom Faziestyp A des 1. Aufschlusses werden durch das Diagenesestadium: „Neusprossen von Serizit aus viel restlicher Tonmatrix" gekennzeichnet, während die Sandsteine des Faziestyps B im 2. Aufschluß dem Stadium: „neugesproßter Serizit verdrängt Kaolinit" entsprechen.

III. Profil der Bohrung Lippermulde 2

Im Nordwesten des Ruhrgebietes, ca. 5 km südwestlich der Stadt Dorsten, wurde die Bohrung Lippermulde 2 im Jahre 1959 von der Gelsenkirchener Bergwerks AG zusammen mit der Rheinische Stahlwerke AG in den Feldern Nordlicht/Lippermulde abgeteuft. Die Bohrung hatte die Aufgabe, die Ausbildung des Karbons in der Lippermulde, speziell auf deren Nordflügel, zu untersuchen (Abb. 10). Bei einer Teufe von 634,15 m erreichte die Bohrung Lippermulde 2 das Karbon, nachdem sie ca. 465 m Kreide, ca. 170 m Buntsandstein und ca. 65 m Zechstein durchörtert hatte (vgl. Heine 1962).

Der untersuchte Bereich der Bohrung Lippermulde 2 liegt in dem Teufenintervall von 790—1585 m. In diesem Abschnitt konnten 18 Sandsteinhorizonte des Westfal B + C bearbeitet werden (Abb. 6). Das Untersuchungsmaterial wurde vom Geologischen Landesamt Nordrhein-Westfalen in Krefeld zur Verfügung gestellt, nachdem von allen Sandsteinproben Röntgenanalysen (mit Hilfe eines

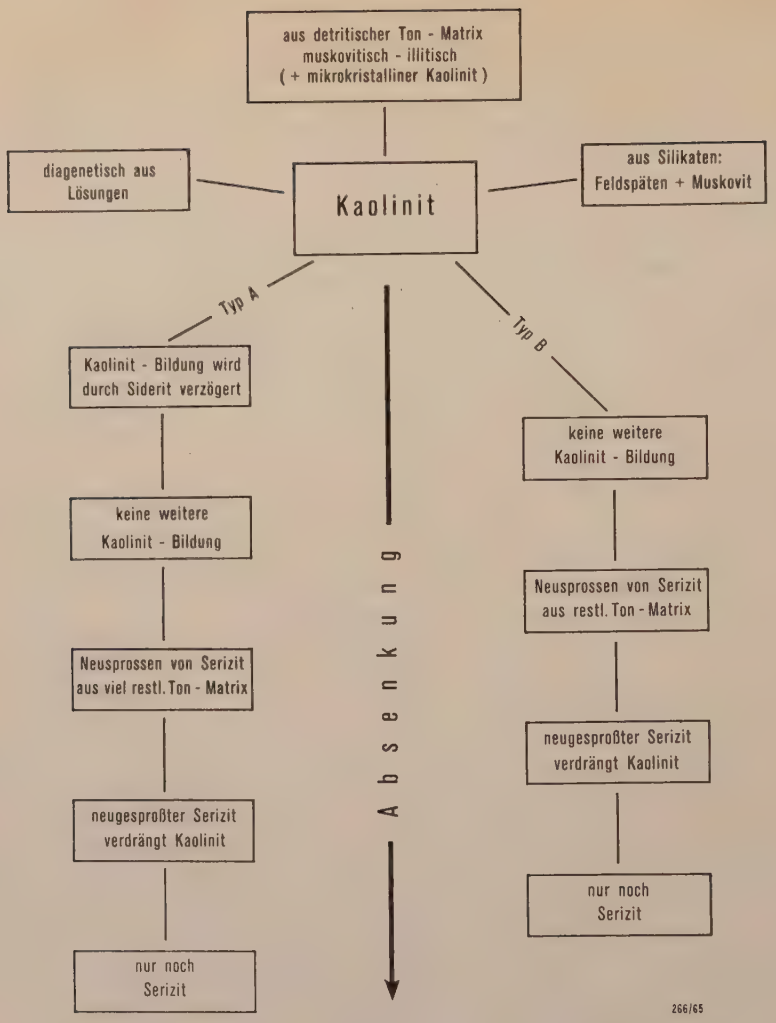


Abb. 5. Schema des Diagneseverlaufs der Tonmatrix in Sandsteinen

registrierenden Zählrohrgoniometers) aufgenommen worden waren. Die graphische Darstellung der Werte der ausplanimetrierten Peaks konnte von Herrn Dr. Pietzner, Geologisches Landesamt Nordrhein-Westfalen, für die weitere petrographische Bearbeitung des Materials der Bohrung Lippermulde 2 übernommen werden (Abb. 6). Bei den mikroskopischen Untersuchungen des Materials erwiesen sich die Werte der Röntgenanalysen als ein wertvolles Hilfsmittel, wenn auch die relativen Angaben nur qualitative bis halbquantitative Aussagen über den mineralischen Aufbau der Sandsteine zuließen. Die effektiven Porositäten der Sandsteinproben sind im Hauptlaboratorium der Deutschen Erdöl-Aktiengesellschaft bestimmt worden, obwohl Karrenberg & Meinicke (1962) die absoluten Porositäten und Raumgewichte von Sandsteinen der Bohrung Lippermulde 2 im Rahmen einer regionalen Arbeit untersucht hatten. Die neuen Bestimmungen

an den Sandsteinproben waren jedoch nötig, um die Porositätswerte der anderen bearbeiteten Profile mit denen der Bohrung Lippermulde 2 vergleichen zu können. Eine Gegenüberstellung der Ergebnisse beider Porositätsbestimmunen zeigt eine gute Übereinstimmung, obgleich die absoluten Porositäten höhere Werte aufweisen müßten. Sogar das anomale Ansteigen der Sandsteinporositäten bei ca. 1300 m zur Endteufe (1600 m) hin kann aus den Ergebnissen beider Untersuchungen abgelesen werden.

a) Unteres Westfal C

Im unteren Westfal C wurden 11 Sandsteinhorizonte untersucht. Ihre gemeinsamen Charakteristika lassen sich wie folgt kennzeichnen:

Die Sandsteine entsprechen mit wenigen Ausnahmen dem Sandstein-Faziestyp B, und im allgemeinen besteht zwischen den Porositäts- und Md-Werten die Beziehung, daß mit größeren Md-Werten höhere Porositäten einhergehen. Die Quarze bilden mit einem Rundungsgrad von „subangular" bis „subrounded" die Hauptkomponenten. Der Anteil der Kalifeldspäte ist im allgemeinen unter 10 %. Alle Proben sind arm an Plagioklasen. Die Anteile von Gesteinsbruchstücken liegen im allgemeinen zwischen 5—8 %. Die Anteile von Glimmer und Chlorit sind etwas geringer. In dem Sandstein 6 und 11 sind die Chlorite häufiger vertreten. Der Gehalt an detritischer Tonmatrix nimmt mit zunehmender Teufe ab. Die gleiche Tendenz zeigt bei den authigenen Komponenten der Kaolinit. Demgegenüber nimmt der Gehalt an neugesproßtem Serizit mit der Teufe deutlich zu. Der Anteil von sekundärem Quarz ist sehr gering. Von den Karbonaten ist Siderit in allen Proben vorhanden. Der Calcit findet sich in den hangenden Sandsteinen; mit zunehmender Teufe wird er von Dolomit/Ankerit vertreten (Tab. 6). Auf die charakteristischen Merkmale der einzelnen Sandsteinhorizonte wird im folgenden besonders eingegangen.

An den Quarzkörnern des Sandsteins 1a und b konnten nur selten sekundäre Säume beobachtet werden. Es fehlen die Plagioklase, dagegen sind die Kalifeldspäte nach den Quarzen am stärksten im Sandstein vertreten. Im allgemeinen sind die Kalifeldspäte relativ frisch und nur in seltensten Fällen karbonatisiert. In wenigen Proben ließen sich Kaolinittaschen in der Nachbarschaft von Kalifeldspäten nachweisen, ohne daß der Kalifeldspat selbst vom Kaolinit beeinflußt war. Sporadisch wurde auch Mikroklin beobachtet. Innerhalb der Gesteinsbruchstücke ließen sich neben Kieselschiefern, Quarziten und Körnern mit frischgrätenförmig aufgebauten Quarz-Feldspat-Implikationsgefügen (Taf. 2, Fig. 2) Glimmerschiefer-, (?) Quarzporphyrreste und Schiefertonflatschen nachweisen. Muskovite, Biotite und Chlorite sind nur sporadisch vertreten. Nur in den Proben mit kleineren Md-Werten wird ihr Anteil etwas größer. Die Biotite sind dann meist gebleicht und zeigen Leucoxenentmischungen auf den 001-Flächen. Der Gehalt an Tonmatrix ist gering. Der Hauptanteil des Kaolinits konnte in größeren Poren beobachtet werden, wo er verdrängend aus der Tonmatrix hervorgegangen sein dürfte. Weil der Kaolinit oft korrodierend gegenüber den Quarzkörnern auftritt, konnten sporadisch auch mit Kaolinit gefüllte Resorptionsbuchten an Quarzkörnern nachgewiesen werden. Von den Karbonaten konnte Siderit, meist in Aggregaten und einzelnen Rhomboedern, gefunden werden. Nur in wenigen Proben wurde Dolomit/Ankerit in Porenzwickeln beobachtet, in deren Zentrum sich häufig Calcit nachweisen ließ. Außerdem wurden sporadisch Calcitkriställchen in isolierten Poren im Sandstein beobachtet. Neben Pyrit, der als letzte diagenetische Mobilisation in den Sandsteinen gefunden wurde (Taf. 2, Fig. 3), konnte sporadisch Baryt nachgewiesen werden. Von den hellen Schwermineralen wurden in der

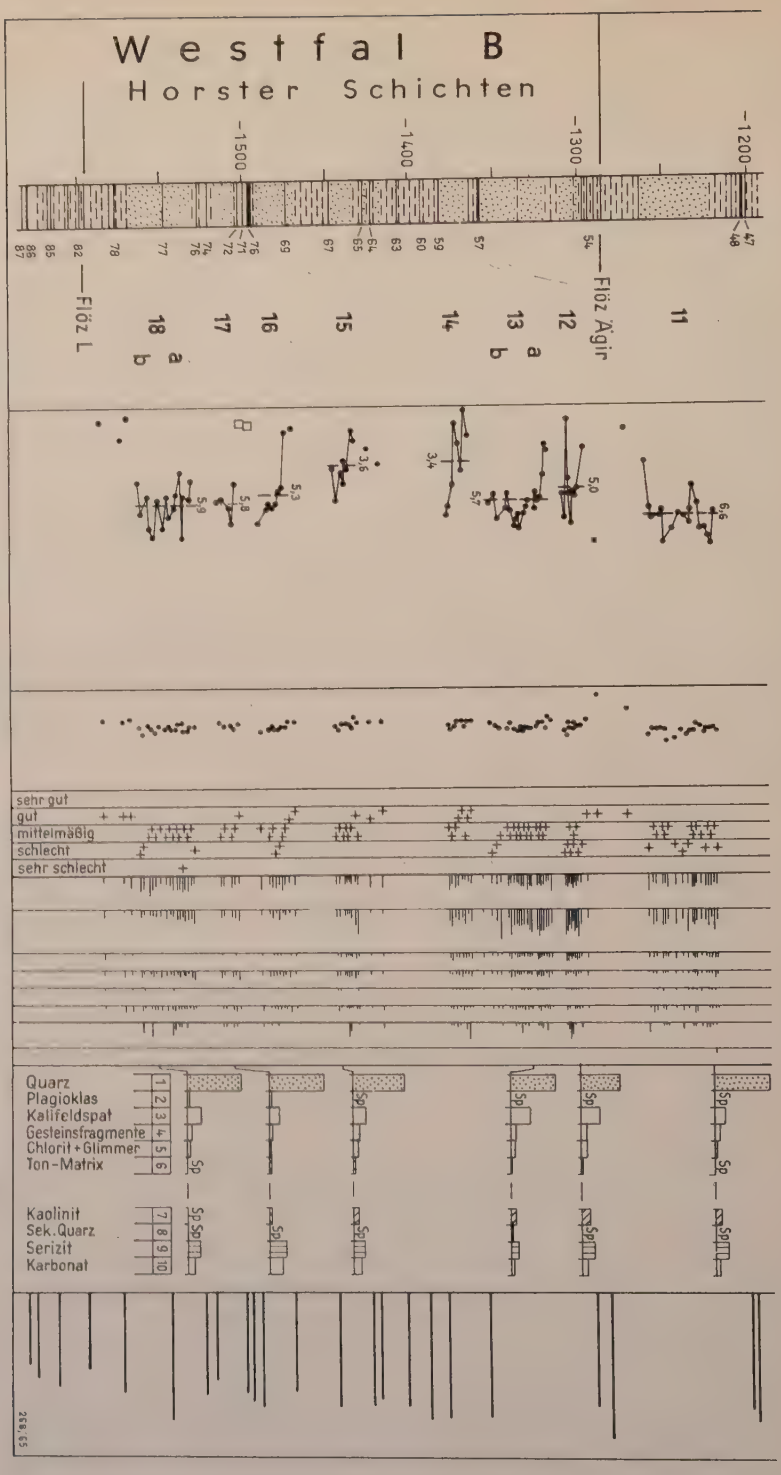


Abb. 6. Petrographische und gesteinsphysikalische Daten der Bohrung Lippermulde 2

Westfal C
Dorstener Schichten
m
-800
-900
-1000
-1100
Flöz Nr.
Sandstein Nr.
Flöz Erda
Flöz Hagen 2
Flöz Hagen 1
Porosität
Schiefertone □ Sandsteine •
Vol.-%
Md
mm
So
A B C D E
Röntgenintensitäten
Quarz
Feldspat
Kaolinit
Muskov.-Illit
Chlorit
Siderit
Ankerit-Dolomit
Calcit
Modalbestand der Sandsteine
detritische Komponenten
authigene
Sp
Vol.-%
Inkohlung
Flüchtige Bestandteile (waf)
%

Reihenfolge ihres quantitativen Auftretens Zirkon, Apatit, Turmalin, Rutil, Granat und authigener Brookit beobachtet. Von den dunklen Mineralen konnten Pyrit und Leucoxen nachgewiesen werden.

Die detritischen Komponenten des Sandsteins 2 entsprechen mit wenigen Ausnahmen denen des Sandsteins 1. Die geringen Porositäten, insbesondere in den Teufen von 843 und 863 m, haben ihre Ursache in den kleineren Md-Werten, mit denen parallel sich der Mineralbestand der Proben in Richtung auf die Zusammensetzung der Sandsteine des Faziestyps A ändert. In den gröberen Partien des Sandsteins 2 konnten auf den Korngrenzen feinstkörnige Sideritkriställchen beobachtet werden. Sie dürften sich im späten Stadium der Diagenese besonders in den noch porös gebliebenen Partien des Sandsteins gebildet haben. Die übrigen authigenen Komponenten entsprechen im allgemeinen denen des Sandsteins 1. In einigen Proben ließen sich Barytkristalle in Kaolinitporen beobachten. Der Sandsteinhorizont ist arm an Dolomit/Ankerit; dagegen konnte Calcit sporadisch in mehreren Proben beobachtet werden. Die Verteilung der Schwerminerale entspricht der des Sandsteins 1.

Tabelle 5

Karbonate (Mol.-%) — Bohrungen Lippermulde 2 und Smeekley

Bohrung Lippermulde 2				Bohrung Smeekley			
Probenteufe (m)	1069	1202	1259	8	39	47—1	Proben-Nr.
$CaCO_3$	51,7	52,2	50,0	50,4	51,1	50,7	$CaCO_3$
$MgCO_3$	34,2	46,0	42,2	41,1	40,5	41,1	$MgCO_3$
$FeCO_3$	13,6	0,9	7,0	8,5	8,4	7,2	$FeCO_3$
$MnCO_3$	0,5	0,9	0,8	Sp	Sp	Sp	$MnCO_3$

(Sp = ± 0,1 Mol.-%)

Unter den Quarzen des Sandsteins 3 ließen sich häufig Körner mit Chloriteinschlüssen in Helminthstruktur beobachten. Ein weiteres Merkmal der detritischen Komponenten ist das häufige Auftreten von Chlorit. Bei den authigenen Komponenten konnten in Porenzwickeln von Baryt isolierte Pyritkristalle nachgewiesen werden. In dem Sandstein 3 ist der Anteil des Kaolinits am Aufbau des Sandsteins deutlich größer gegenüber dem des Serizit.

Die Proben des hangenden Abschnittes (bis 921 m) des Sandsteins 4 stehen in ihrem mineralischen Aufbau denen des Sandstein-Faziestyps A sehr nahe. Die Proben sind reich an Biotiten; weniger häufig konnten Muskovite und Chlorite beobachtet werden. Bemerkenswert ist das Auftreten von Siderit, der im Hangenden und Liegenden des Abschnitts durch feinkörnig-pigmentierte Aggregate die Porositätsreduktion bedingt. Im mittleren Teil des Abschnittes konnten dagegen nur Sideritrhomboeder in mosaikartiger Anordnung in isolierten Poren nachgewiesen werden.

Der liegende Abschnitt des Sandsteins 4 entspricht dem Faziestyp B. Der Mineralbestand in der Teufe von 924 m ist aus Abbildung 6 und Tabelle 6 zu ersehen.

Die hangenden und liegenden Proben des Sandsteins 5 stehen dem Sandstein-Faziestyp A sehr nahe. Sie zeichnen sich innerhalb der detritischen Komponenten durch ihre Armut an Kalifeldspat (Plagioklase fehlen), einen größeren Anteil von Quarziten und Schiefertonflatschen unter den Gesteinsbruchstücken

und einen hohen Gehalt an Tonmatrix aus. Der mittlere Abschnitt des Sandsteins ist durch größere Md-Werte gekennzeichnet. Sporadisch konnten hier Baryt- und Siderit-Kriställchen auf den Korngrenzen beobachtet werden. Der Sandsteinhorizont ist arm an Schwermineralen.

Mit Ausnahme der hangenden Probe, die dem Sandstein-Faziestyp A nahesteht, entsprechen die übrigen Proben des Sandsteins 6 dem Sandstein-Faziestyp B. Charakteristisch unter den detritischen Komponenten ist der relativ große Anteil von Biotit und Chlorit. Die Biotite des Sandsteins sind meistens gebleicht und zeigen Entmischungen von Leucoxen. Gegenüber den hangenden Sandsteinhorizonten ist der Leucoxengehalt des Sandsteins 6 relativ hoch. Besonders in den Partien der größten Porosität — in den Teufen 1008 und 1010 m — ließen sich sehr häufig Leucoxenaggregate beobachten, an deren Rändern es zur Brookitbildung gekommen ist.

Eine andere interessante Beobachtung an den Biotiten des Sandsteins ist deren sporadisch auftretende Umwandlung zu Chlorit. An einigen Körnern ließen sich Übergänge von braunen Biotiten über hellbraune bis zu hellgrauen beobachten. In seltensten Fällen konnten auch hellgrüne Biotite gefunden werden. Als Endprodukte dieser Umwandlungsreihe der Biotite ließen sich Chlorite — mit der für sie typisch kleineren Doppelbrechung gegenüber den Biotiten und den anomalen Interferenzfarben — nachweisen. Auf die Umwandlung von Biotit zu Chlorit unter mesothermalen Bedingungen hat Schwartz (1958) aufmerksam gemacht.

Aus dem relativ hohen Gehalt an Leucoxen des Sandstein 6 darf abgeleitet werden, daß ein großer Teil des Biotits seinen Titangehalt erst bei der Umwandlung im Sandstein selbst abgegeben hat. Möglicherweise ist auch die Chloritisierung des Biotits, bei der es ebenfalls zur Bildung von Leucoxen kommt, „in situ" erfolgt.

Unter den authigenen Komponenten ist der Anteil von Kaolinit und Serizit ± gleich groß. Der Karbonatgehalt des Sandsteins ist sehr gering. In wenigen Proben konnten als letzte diagenetische Mobilisation im Sandstein Pyrit und Baryt nachgewiesen werden. Der Sandsteinhorizont ist reich an Schwermineralen. Neben den bekannten hellen Mineralen wurden sporadisch Granat und authigener Brookit gefunden.

Der Sandsteinhorizont im Hangenden Flöz Hagen 1 (37a) entspricht dem Sandstein-Faziestyp A.

Der Sandstein 7 steht dem Sandstein-Faziestyp A sehr nahe. Charakteristisch für die detritischen Komponenten ist das sporadische Auftreten von Plagioklasen (Albit-Oligoklas), der relativ hohe Anteil von Kieselschiefern und der größere Gehalt an Biotiten, neben Muskoviten und Chloriten. Bei den authigenen Komponenten ist der Anteil von Kaolinit und Serizit ± gleich groß. Sekundäre Quarzsäume wurden nur sporadisch beobachtet, dagegen konnte mikrokristalliner Quarz häufig als Porenzement gefunden werden. Außer den typischen Sideritaggregaten konnte in den hangenden Proben Calcit beobachtet werden, während in Porenzwickeln der liegenden Proben Dolomit/Ankerit gefunden wurde. Der Sandstein ist reich an hellen Schwermineralen.

Aus der Porositätsverteilung und den Md-Werten des Sandsteins 8 geht hervor, daß dieser Horizont sehr unterschiedlich aufgebaut ist. Die hangenden Proben entsprechen dem Sandstein-Faziestyp B, dessen detritische Komponenten durch das häufige Auftreten von Kieselschiefern und Quarziten gekennzeichnet werden. Unter den authigenen Komponenten ist der Kaolinitanteil kleiner als der Serizitgehalt. Beide Minerale sind jedoch nur zusammen mit sekundärem Quarz in geringen Mengen vorhanden. Sehr häufig konnten dagegen in den hangenden

Tabelle 6

Sandstein-Modalbestand (Vol.-%) — Bohrung Lippermulde 2

Sandstein Nr.	Probenteufe (m)	detritische Komponenten						authigene Komponenten			
		Quarz	Plagioklas	Kalifeldspat	Gesteinsbruchstücke	Glimmer + Chlorit	Tonmatrix	Kaolinit	sek. Quarz	Serizit	Karbonat
1 a	804	69,1	—	13,4	1,9	Sp	2,8	8,4	0,8	2,0	1,0
1 b	834	69,4	—	15,7	5,0	Sp	1,2	5,2	0,8	1,3	1,1
4	924	55,2	—	16,2	6,5	5,5	1,7	9,2	1,9	2,4	1,3
6	998	64,0	—	8,2	7,1	6,2	2,8	5,5	0,8	5,2	Sp
9	1116	59,6	Sp	13,8	8,1	2,9	0,6	5,7	Sp	7,2	1,7
11	1176	65,4	—	12,5	5,6	2,0	Sp	3,6	Sp	7,6	2,5
12	1254	47,2	Sp	21,5	6,1	7,4	1,3	5,0	Sp	7,3	3,6
13 b	1282	53,6	Sp	24,2	6,4	4,9	1,3	3,1	0,7	4,3	1,3
15	1395	60,6	Sp	13,4	6,5	4,4	0,8	3,0	Sp	6,5	4,4
17	1459	64,6	0,5	12,1	2,6	1,0	1,0	1,0	Sp	10,0	6,7
18 b	1498,5	65,2	0,9	14,6	5,2	1,6	Sp	Sp	Sp	6,9	3,7

Spuren (Sp) = < 0,5 %

Proben sowie in den übrigen, die dem Sandstein-Faziestyp B angehören, Baryt- und Pyrit-Mobilisationen beobachtet werden.

Der liegende Abschnitt des Sandsteins 8 wird durch einen ständigen Wechsel zwischen Typ A und Typ B gekennzeichnet. Die Sandsteinproben des Faziestyps B führen unter den Gesteinsbruchstücken Körner mit Quarz-Feldspat-Implikationsgefügen. Die Kalifeldspäte sind im allgemeinen frisch und nur selten karbonatisiert. Der Anteil des Serizits ist gegenüber dem des Kaolinits deutlich größer. Oft wird der Kaolinit von Serizit verdrängt, wovon benachbarte Kalifeldspäte nicht beeinflußt worden sind. In der Teufe von 1069 m konnte nur Ankerit mit geringen Mengen von Mangan bestimmt werden (Tab. 5). Von den hellen Schwermineralen ließ sich die bekannte Folge ohne Granat nachweisen. Besonders die porösen Partien des Sandsteins sind reich an Leucoxenaggregaten, an deren Rändern häufig eine beginnende Brookitauthigenese beobachtet wurde.

Der geringmächtige Sandsteinhorizont im Liegenden Flöz 41 steht seinem mineralischen Aufbau nach dem Sandstein-Faziestyp A sehr nahe. Charakteristisch für den Horizont ist sein großer Anteil von Sideritrhomboedern, die stets im Zusamenhang mit den feinstkörnig-pigmentierten Sideritaggregaten stehen.

Mit Ausnahme der hangenden Proben entsprechen alle übrigen Sandsteinproben des Sandsteins 9 dem Faziestyp B. Bei den detritischen Komponenten wurde eine ähnliche Verteilung wie im Sandstein 8 nachgewiesen. Bei den sporadisch auftretenden Plagioklasen handelt es sich um Oligoklas. Innerhalb der authigenen Komponenten stellt der Serizit den größten Anteil (Tab. 6). Neben Sideritaggregaten wurde Dolomit/Ankerit in den gröberen Partien des Sandsteins beobachtet. Die Schwerminerale entsprechen denen des Sandsteins 8, jedoch ohne Brookit.

Die Proben des Sandsteins 10 stehen dem Faziestyp A sehr nahe. Allen Proben gemeinsam ist innerhalb der detritischen Komponenten der geringe Feldspatanteil (nur Kalifeldspat) und das häufige Auftreten von Kohlenflittern. Für die authigenen Komponenten ist der geringe Gehalt an Kaolinit charakteristisch, dem ein relativ großer Anteil von Serizit gegenübersteht.

Der Sandstein 11 entspricht dem Faziestyp B. Unter den detritischen Komponenten ist das häufige Auftreten von Chlorit charakteristisch. Bei den authigenen Komponenten herrscht Serizit vor. Der Anteil des Kaolinits ist weit geringer. Von den Karbonaten ist sowohl Siderit (in feinstkörnig-pigmentierten Aggregaten oder Einzelkristallen) als auch Dolomit/Ankerit im Sandstein vorhanden. In einigen Proben kann der Siderit von Dolomit/Ankerit vertreten werden. In einem solchen Bereich — in der Teufe von 1202 m — wurde ein Dolomit mit geringen Mengen von Eisen und Mangan bestimmt (Tab. 5). Der Dolomit/Ankerit ist bevorzugt in den gröberen Partien des Sandsteinhorizontes beobachtet worden, wo sein Auftreten die Ursache für die geringe Porosität bildet. Die bekannten Schwerminerale sind nur selten vertreten; es fehlt der Granat. Leucoxenaggregate konnten dagegen häufiger gefunden werden. An ihren Rändern ließ sich oft eine beginnende Brookit-Authigenese beobachten. In den gröberen Partien des Sandsteins sind diagenetische Mobilisationen von Baryt und Pyrit häufig.

b) Oberes Westfal B

Die Sandsteinhorizonte 12—18 der Horster Schichten lassen bei einem Überblick besonders in den detritischen Komponenten einen unterschiedlichen mineralischen Aufbau erkennen. Ein höherer Feldspatgehalt wurde in den Sandsteinen 12 und 13 a und b, eine deutliche Chloritführung in den Sandsteinen 12—14 nach-

gewiesen. Der Plagioklasanteil nimmt in den Sandsteinen der Horster Schichten vom Hangenden zum Liegenden zu. Die Größe des Anteils der Gesteinsbruchstücke entspricht im allgemeinen dem der Dorstener Schichten, die Zusammensetzung dieser Gruppe weicht jedoch besonders in den oberen Sandsteinhorizonten von der der Dorstener Schichten ab. Der Anteil der Tonmatrix verringert sich mit zunehmender Teufe bis auf ein sporadisches Auftreten in den liegenden Sandsteinen des Faziestyps B. Unter den authigenen Komponenten zeigen die Gehalte an Kaolinit und an sekundärem Quarz eine Verminderung mit zunehmender Teufe. Demgegenüber lassen die Anteile von Serizit und Dolomit/Ankerit eine Vergrößerung mit zunehmender Teufe erkennen. Der Siderit ist in beinahe allen Proben vorhanden, ohne daß sich sein Anteil am Aufbau der Sandsteine im wesentlichen ändert.

Die Proben des Sandsteins 12 entsprechen dem Faziestyp B oder stehen ihm sehr nahe.

Mit größeren Md-Werten wurden innerhalb der detritischen Komponenten höhere Gehalte an Kalifeldspat (mehr als 20 %) und sporadisch Mikroklin beobachtet. Der Anteil der Plagioklase (Albit-Oligoklas) ist sehr gering. Kalifeldspäte und Plagioklase sind relativ frisch. Nur in wenigen Fällen konnte eine beginnende Kaolinitisierung an den Kalifeldspäten beobachtet werden. Andere, seltener anzutreffende Umwandlungserscheinungen sind die Serizitisierung, ± parallel der Spaltrisse orientiert, und die Karbonatisierung. Unter den Gesteinsbruchstücken konnten neben Quarziten, Kieselschiefern und zahlreichen Körnern mit Quarz-Feldspat-Implikationsgefügen sporadisch Bruchstücke eines basischen Intrusivgesteins gefunden werden. Während in einem Teil dieser Körner die Plagioklasleisten von einer stark chloritisierten Grundmasse umgeben werden, ist in anderen Fragmenten die Grundmasse frei von Chloriten. Diese Bruchstücke dürften von basischen Intrusionen abstammen, wie sie Niemöller & Stadler (1962) am Niederrhein beschrieben. Obwohl sich das Alter des Intrusivkörpers am Niederrhein nicht eindeutig festlegen ließ, konnten dagegen Tesch & van Voorthuysen (1944) mehrere Intrusionen im Karbon von Winterswijk beobachten.

Bei den Glimmern treten Muskovite hinter Biotiten stark zurück. Die Biotite sind meist gebleicht und zeigen sporadisch Umwandlungen zu Chloriten. Die Chlorite liegen im Sandstein meist in größeren, gut gerundeten Körnern vor, so daß es schwer ist, sie in den Zusammenhang mit Bruchstücken der basischen Intrusionen zu bringen.

Bei den authigenen Komponenten stellt Serizit den größten Anteil. Das Verhältnis von Serizit zu Kaolinit ist jedoch durch die kaolinitisierten Kalifeldspäte etwas zugunsten des Kaolinits verschoben. Der Karbonatanteil des Sandsteins ist nach Zusammensetzung und Größe sehr unterschiedlich. Mit wenigen Ausnahmen führen alle Proben Sideritaggregate, die eine beginnende Rekristallisation zu größeren Rhomboedern aufweisen. Nur wenige Proben sind frei von Siderit und führen Dolomit/Ankerit. In einem solchen Bereich ist aus der Teufe von 1259 m ein Dolomit — mit größeren Gehalten an Eisen und wenigen an Mangan — bestimmt worden (Tab. 5). Von den Schwermineralen konnte die Folge der stabilen Minerale: Zirkon, Turmalin, Rutil und Apatit beobachtet werden. Bemerkenswert ist das Auftreten von Granat in den Proben mit größeren Dolomit/Ankerit-Gehalten. Es entsteht der Eindruck, daß die Karbonate den Granat hier eingesiegelt haben und damit vor einer „diagenetischen Ausmerzung" bewahrten.

Während die hangenden Proben des Sandsteins 13 a dem Sandstein-Faziestyp A angehören, entsprechen die liegenden Proben des Sandsteins 13a und b dem Faziestyp B. Für die detritischen Komponenten sind sporadisch auftretende

Körner mit Quarz-Feldspat-Implikationsgefügen sowie häufigere Bruchstücke basischer Instrusionen charakteristisch. Bei den Biotiten konnten vereinzelt Umwandlungen zu Chloriten beobachtet werden. Die Chlorite des Sandsteinhorizontes wurden — im Gegensatz zum Sandstein 12 — weniger in großen abgerollten Körnern gefunden, sondern häufiger in feinschuppigen Aggregaten beobachtet.

Die authigenen Komponenten zeichnen sich durch das Vorherschen von Serizit gegenüber Kaolinit aus. Jedoch ist auch hier das Verhältnis von Serizit zu Kaolinit durch die Kaolinitisierung weniger Kalifeldspäte etwas zuungunsten des Serizits verschoben. Der Sandstein 13 a und b ist relativ arm an Schwermineralen. Es konnte die bekannte Folge — jedoch ohne Granat — beobachtet werden. Im Liegenden des Sandsteins 13 b wurden neben Pyritmobilisationen Leucoxenaggregate und sporadisch Brookite beobachtet.

Die hangenden Proben der Teufen 1317,5 und 1325 m des Sandsteins 14 gehören dem Sandstein-Faziestyp A an. Für ihre detritischen Komponenten sind die Biotit- und Chlorit-Gehalte und der relativ hohe Anteil der Tonmatrix charakteristisch. Die authigenen Komponenten zeichnen sich — neben Kaolinit und Serizit — durch eine stark unterschiedliche Karbonatführung aus: Neben typischen Sideritaggregaten wurden größere Mengen von Dolomit/Ankerit gefunden, die bis maximal 30 % des Sandsteinvolumens einnehmen können. In der karbonatischen Zone konnten seifenartige Anreicherungen von Schwermineralen beobachtet werden, die sich aus Granat und untergeordnet aus Apatit, Zirkon und Turmalin zusammensetzen.

Die restlichen Proben des Sandsteins 14 gehören dem Sandstein-Faziestyp B an. Ihre detritischen Komponenten zeichnen sich durch das sporadische Auftreten von Körnern mit Quarz-Feldspat-Implikationsgefügen und Bruchstücken basischer Gesteine aus. Bei den authigenen Komponenten ließen sich Kaolinitreste im Zentrum von Serizitporen beobachten. Im Liegenden wurden ebenfalls seifenartige Schwermineralanreicherungen mit Granatvormacht gefunden.

Die Sandsteinhorizonte im Hangenden von Flöz 64 und 65 stehen dem Sandstein-Faziestyp A sehr nahe. In beiden Horizonten ließen sich keine ausgeprägten Lagen feinstkörnig-pigmentierter Sideritaggregate finden. Dagegen konnten pigmentierte Sideritkriställchen auf den Korngrenzen beobachtet werden.

Der Sandstein 15 zeigt eine Wechsellagerung zwischen den Sandsteinen des Faziestyps A und denen des Faziestyps B. Bei den detritischen Komponenten sind für alle Proben relativ hohe Gehalte an Glimmerschiefern neben Kieselschiefern und Quarziten charakteristisch. Chlorite konnten sporadisch in einigen Proben beobachtet werden. In Sandsteinen vom Faziestyp B herrscht innerhalb der authigenen Komponenten der Serizit vor. Gelegentlich konnten größere Mengen von Dolomit/Ankerit beobachtet werden, die besonders die Quarzkörner stark korrodiert haben. In allen Proben wurden feinstkörnig-pigmentierte Sideritaggregate gefunden, die in den Sandsteinen vom Faziestyp B die Ausgangssubstanz für die größeren Sideritrhomboeder bilden. Der Sandstein ist arm an Schwermineralen.

Der Sandsteinhorizont im Hangenden Flöz 69 steht dem Faziestyp A sehr nahe. Charakteristisch für ihn sind — neben geringen Gehalten an Kaolinit — pigmentierte Sideritkriställchen auf den Korngrenzen.

Nur die hangende Probe des Sandsteins 16 gehört dem Faziestyp A an. Die übrigen Proben des Horizontes entsprechen dem Sandstein-Faziestyp B. Plagioklase (Albit-Oligoklas) sind häufiger vertreten und meist serizitisiert. Dagegen sind die Kalifeldspäte hauptsächlich karbonatisiert. Unter den Gesteins-

fragmenten konnten außer Kieselschiefern und Quarziten noch Tonschieferreste und gelegentlich Körner mit Quarz-Feldspat-Implikationsgefügen beobachtet werden. Bei den authigenen Komponenten ließen sich Reste von Kaolinit finden, die randlich von neugesproßtem Serizit verdrängt werden. Der Serizit stellt das Hauptbindemittel des Sandsteins dar. Außer wenigen pigmentierten Sideritkriställchen und feinstkörnig-pigmentierten Sideritaggregaten, die untergeordnet in allen Proben gefunden wurden und die Ausgangssubstanz zu größeren Sideritrhomboedern bilden, konnten in einigen Proben Dolomit/Ankerit-Einzelkristalle in mosaikartiger Anordnung beobachtet werden. Der Sandsteinhorizont ist arm an Schwermineralen. Nur im liegenden Teil ließen sich Leucoxenaggregate mit randlichen Umbildungen zu Brookit nachweisen.

Auch im Sandstein 17 gehört nur die hangende Probe dem Sandstein-Faziestyp A an; die liegenden Proben des Horizontes entsprechen dem Faziestyp B. Die detritischen Komponenten aller Proben zeigen die gleichen Charakteristika wie im Sandstein 16. Bei den authigenen Komponenten konnte nur noch in wenigen Proben Kaolinit beobachtet werden. Der Anteil der Karbonate am Aufbau des Sandsteins ist relativ groß und wird von beinahe gleichen Teilen aus feinstkörnig-pigmentierten Sideritaggregaten mit Rekristallisationen zu größeren Sideritrhomboedern und mosaikartig angeordneten Dolomit/Ankerit-Einzelkristallen gebildet. Der Sandsteinhorizont ist arm an Schwermineralen.

Die Mehrzahl der Proben des Sandsteins 18a und b entsprechen dem Sandstein-Faziestyp B. Nur wenige stehen dem Faziestyp A nahe. Die detritischen Komponenten des gesamten Horizontes lassen sich durch höhere Plagioklas-(Albit-Oligoklas)Anteile und bei den Gesteinsbruchstücken durch größere Gehalte von Quarziten, Kieselschiefern und Glimmerschiefern kennzeichnen. Die größte Anzahl der Proben des Sandsteinhorizontes 18 a und b ist frei von Kaolinit. Nur in wenigen Partien des Sandsteins wurden vereinzelt Kaolinitreste beobachtet, die meist von Karbonat „eingesiegelt" worden sind. Das Hauptbindemittel des Sandsteins bildet Serizit, der in primär tonmatrixarmen Sandsteinpartien vom Faziestyp B von sekundärem Quarz vertreten wird. In den übrigen Proben des Sandsteinhorizontes ließ sich nur sporadisch sekundärer Quarz nachweisen. Die Karbonate werden von feinstkörnig-pigmentierten Sideritaggregaten, die meist zu größeren Rhomboedern rekristallisiert sind, und pigmentierten Sideritkriställchen auf den Korngrenzen gebildet. Dolomit/Ankerit wurde nur im Liegenden der Sandsteinabschnitte 18 a und b beobachtet. Der Sandstein ist arm an Schwermineralen, von denen Zirkon, Apatit, Turmalin und Rutil neben etwas Leucoxen und sporadisch auftretendem Brookit gefunden wurden.

Die Proben im Hangenden Flöz 78 entstammen geringmächtigen Sandsteinhorizonten. Beide Horizonte entsprechen dem Sandstein-Faziestyp A und lassen sich innerhalb der authigenen Komponenten durch eine geringe Kaolinitführung charakterisieren. In der liegenden Probe ist der Anteil des Kaolinits etwas größer, weil hier einzelne Kaolinitreste zusätzlich von Dolomit/Ankerit „eingesiegelt" worden sind.

Nach der Klassifikation von Pettijohn (1949) handelt es sich bei der Mehrzahl der Sandsteinhorizonte um Feldspatquarzite (Abb. 3).

In allen Sandsteinen ließen sich unter den Gesteinsbruchstücken Körner mit Quarz-Feldspat-Implikationsgefügen beobachteten, so daß sich in allen Horizonten Einflüsse von sauren granitisch bis pegmatitischen Ursprungsgesteinen bemerkbar machen. Auf ähnliche Ausgangsgesteine weisen unter den Schwermineralen die Turmaline und Apatite hin. In den Sandsteinhorizonten mit größeren Biotit- und Chloritgehalten machen Größe und Form dieser Körner eine Her-

kunft von sauren Plutoniten wahrscheinlicher als ein Ableiten von den chloritisierten basischen Gesteinsresten, die ebenfalls in diesen Horizonten gefunden wurden. Die wenigen Plagioklase der Sandsteinhorizonte lassen sich ihrem Chemismus nach auch von sauren Plutoniten ableiten. Andere, weniger stark ausgeprägte Einflüsse von sedimentären und metamorphen Ausgangsgesteinen wurden unter den Gesteinsbruchstücken der Sandsteinhorizonte erkannt: Von aufgearbeiteten Sedimenten konnten Kieselschiefer und Schiefertonflatschen, von metamorphen Gesteinen Quarzite, Quarzit- und Glimmerschiefer beobachtet werden.

IV. Profil der Bohrung Rehden 19

Im Jahre 1961 wurde am Ostrand der Struktur von Rehden die Bohrung Rehden 19 bis in das Karbon vertieft. Zusammen mit der Bohrung Rehden 20 am Westrand der Struktur wurde sie im höheren Westfal gasfündig (Fabian 1963). Die Bohrung Rehden 19 erreichte bei 2092,7 m die Zechstein-Basis und durchörterte 85,8 m Westfal D bis zur Endteufe von 2179,5 m (Abb. 7). Die erbohrten Sedimente werden hauptsächlich von grobkörnigen bis konglomeratischen Sandsteinen gebildet, in die wenige Schiefertonbänke und 2 Flöze eingelagert sind. Das Profil der Bohrung ließ sich makroskopisch — unter Verwendung der Unterlagen der Wintershall AG — in 10 Sandsteinabschnitte gliedern, die mit insgesamt 37 Proben belegt werden konnten.

a) Westfal D

Mit Ausnahme der Proben 21, 22, 27, 28, 34, 35 und 37, die dem Sandstein-Faziestyp A angehören, entsprechen die übrigen dem Faziestyp B. Die Hauptkomponente aller Proben bilden Quarze mit Rundungsgraden von „subangular" bis „subrounded", untergeordnet auch „rounded". Sehr häufig konnten an den detritischen Quarzkörnern sekundäre Quarzsäume beobachtet werden. Charakteristisch für die detritischen Komponenten aller Sandsteine ist das Fehlen von Plagioklasen und das nur sporadische Auftreten von Kalifeldspäten. Der Anteil der Gesteinsfragmente ist in der Mehrzahl der Proben größer als 5 %. Er kann aber in den konglomeratischen Partien auf das 3- bis 4fache ansteigen. Der Glimmergehalt der Sandsteine ist gering und liegt im allgemeinen unter 5 %. Nur die Sandsteine vom Typ A zeichnen sich durch eine größere Glimmerführung aus. In allen Sandsteinen fehlt der Chlorit. Nur im Hangenden der Bohrung ließ sich detritische Tonmatrix in geringen Mengen nachweisen. Im Liegenden des Profils ist der Tonmatrixanteil noch sporadisch vorhanden. Bei den authigenen Komponenten wurden im Hangenden der Bohrung größere Kaolinitanteile neben geringeren Mengen von Serizit beobachtet. Mit zunehmender Teufe nimmt der Kaolinitgehalt jedoch sehr rapide ab und wird in den liegenden Sandsteinen von neugesproßtem Serizit ersetzt. An Karbonaten ließ sich in den Sandsteinen vom Faziestyp B hauptsächlich Dolomit/Ankerit beobachten. In den Sandsteinen des Faziestyps A konnte ausschließlich Siderit gefunden werden (Tab. 7).

Die detritischen Komponenten des 1. Abschnittes (Proben 1—6) zeichnen sich durch das sporadische Auftreten von Kalifeldspäten aus, die sehr intensiv von der Tonmatrix verdrängt worden sind. Die Gesteinsbruchstücke werden von Quarziten, Quarzitschiefern und seltener von Kieselschiefern aufgebaut. Die detritischen Glimmer setzen sich aus Muskoviten zusammen, zu denen untergeordnet — besonders in den liegenden Proben — stark gebleichte Biotite treten, in denen Leucoxenentmischungen auf den 001-Flächen sehr häufig auftreten. Der Gehalt an Tonmatrix ist in den Proben des 1. Abschnittes relativ groß.

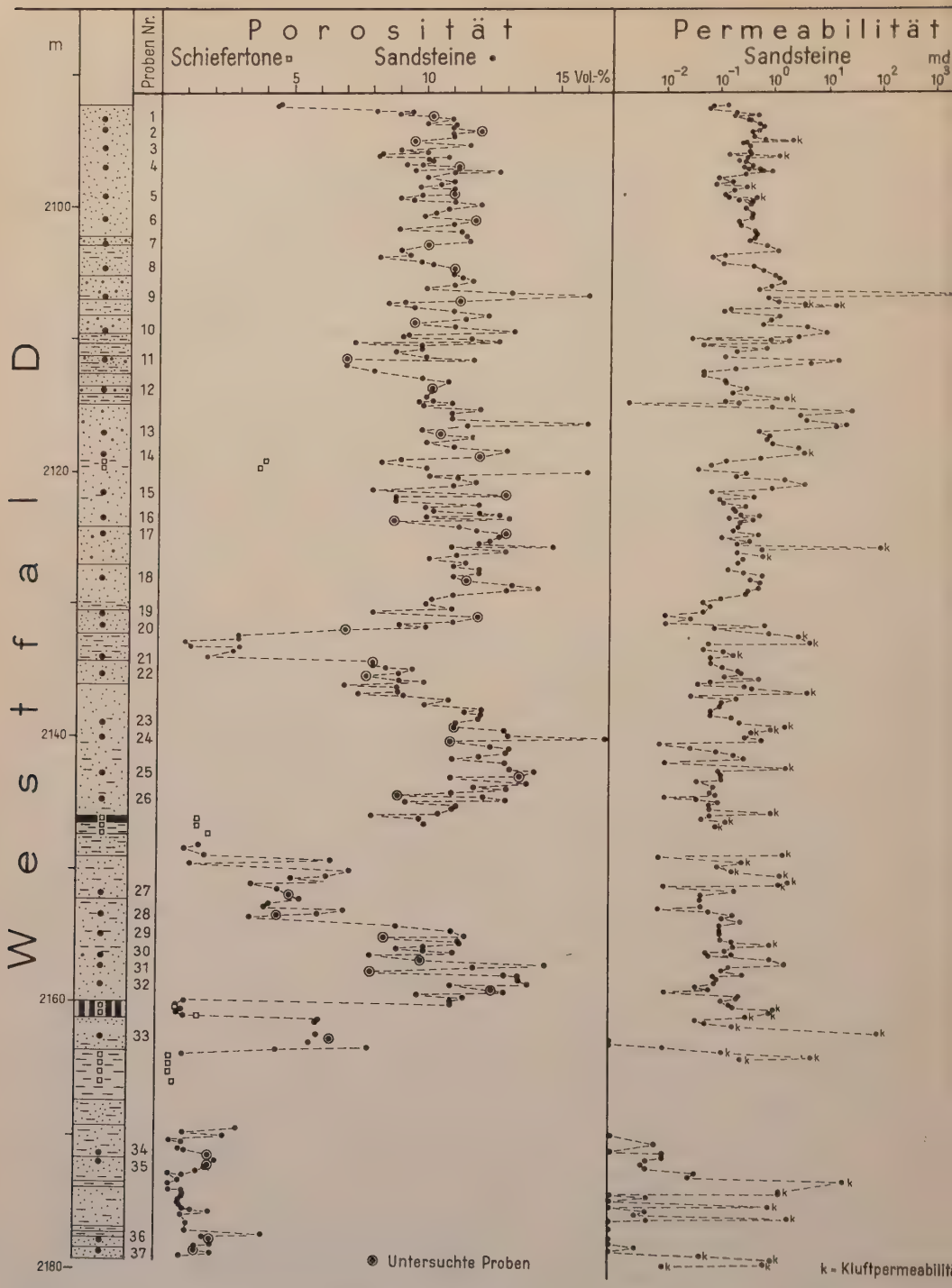


Abb. 7. Petrographische und gesteinsphysikalische Daten der Bohrung Rehden 19

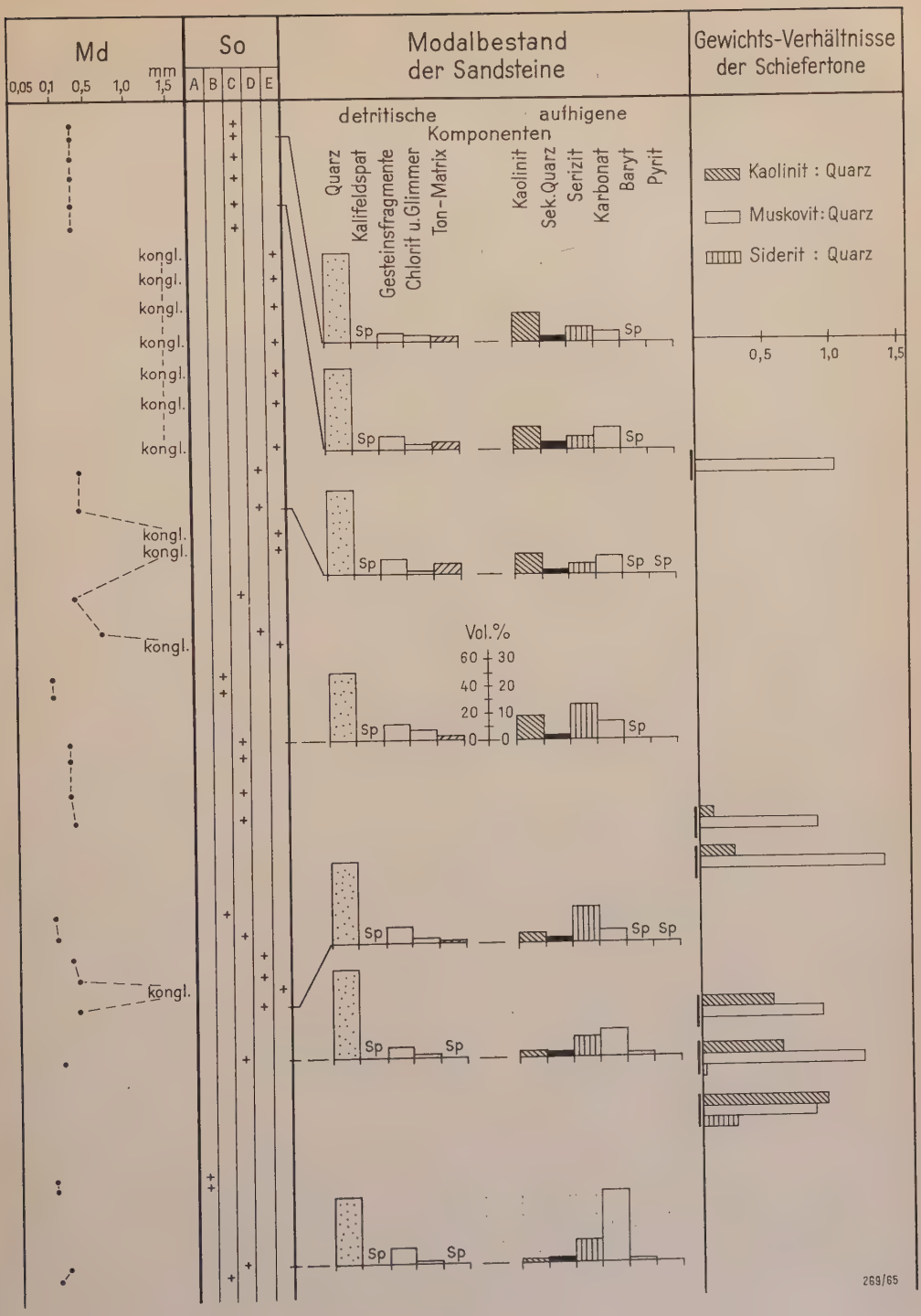

Md
mm
0,05 0,1 0,5 1,0 1,5
So
A B C D E
Modalbestand der Sandsteine
detritische Komponenten
authigene
Quarz
Kalifeldspat
Gesteinsfragmente
Chlorit u. Glimmer
Ton-Matrix
Kaolinit
Sek. Quarz
Serizit
Karbonat
Baryt
Pyrit
Sp
Vol.%
60 40 20 0
30 20 10 0
Gewichts-Verhältnisse der Schiefertone
Kaolinit : Quarz
Muskovit: Quarz
Siderit : Quarz
0,5 1,0 1,5
kongl.
269/65

Tabelle 7

Sandstein-Modalbestand (Vol.-%) — Bohrung Rehden 19

Proben-Nr.	detritische Komponenten					authigene Komponenten					
	Quarz	Kalifeldspat	Gesteinsbruchstücke	Glimmer + Chlorit	Tonmatrix	Kaolinit	sek. Quarz	Serizit	Karbonat	Baryt	Pyrit
2	66,2	Sp	6,0	3,7	3,3	10,6	1,9	5,1	3,7	Sp	—
5	60,4	Sp	9,3	2,9	4,7	8,0	2,2	4,1	7,9	Sp	—
15	61,8	Sp	10,9	1,6	6,7	7,0	1,6	2,6	6,7	Sp	0,5
23	50,2	Sp	10,6	6,6	3,0	8,5	1,3	12,9	6,4	Sp	—
32	60,6	0,7	11,7	3,6	1,1	3,4	1,6	13,1	4,1	—	Sp
33	66,3	0,6	8,5	2,2	0,6	1,6	1,5	7,6	10,5	0,6	—
36	49,2	Sp	10,5	1,3	Sp	1,4	1,4	8,1	26,4	1,0	—

Spuren (Sp) = < 0,5 %

Die authigenen Komponenten werden durch einen höheren Kaolinitanteil charakterisiert, dem neugesproßter Serizit nur in geringeren Mengen gegenübersteht. Der Kaolinit dürfte verdrängend aus der Tonmatrix hervorgegangen sein und hat bei deren Umwandlung die Verunreinigungen der Tonmatrix an die Ränder der Poren gedrängt. In wenigen Fällen hat der Kaolinit die detritischen Quarzkörner und deren sekundären Säume stark korrodiert. Die Karbonate werden von gröberkristallinen Dolomit/Ankerit-Rhomboedern gebildet, die oft einzeln in Kaolinitporen zusammen mit Baryt gefunden wurden oder sich in mosaikartiger Anordnung in größeren Aggregaten beobachten ließen. In den Sandsteinen sind idiomorphe Pyritkristalle (Kantenlänge der Kuben ± 0,1 mm) sehr verbreitet. Sie konnten einzeln oder in Aggregaten auf den Korngrenzen, weniger häufig in Dolomit/Ankerit-Kristallen oder in Kaolinit- und Serizitporen nachgewiesen werden. Die Schwerminerale fehlen in den Sandsteinen des 1. Abschnittes.

Die Proben des 2. Abschnittes (Proben 7—13) entstammen einer zusammenhängenden konglomeratischen Zone. Unter den detritischen Komponenten ist die Zusammensetzung der Gesteinsfragmente: Milchquarze, Quarzite, Kieselschiefer und Quarzitschiefer sowie Schiefertonflatschen charakteristisch. Bei den authigenen Komponenten dürfte der Kaolinit verdrängend aus der Tonmatrix hervorgegangen sein (Taf. 3, Fig. 1). Der Serizitanteil ist gegenüber dem Kaolinit deutlich geringer. Abweichend von den Sandsteinen des 1. Abschnittes konnten Barytkristalle häufiger in Kaolinitporen beobachtet werden (Taf. 2, Fig. 4), dagegen wurden sie seltener zusammen mit Dolomit/Ankerit-Rhomboedern gefunden. Idiomorphe Pyritkristalle ließen sich nur sporadisch in den Sandsteinen nachweisen.

Für den 3. Abschnitt der Bohrung Rehden 19 (Proben 14—20) ist eine Wechsellagerung von grobkörnigen Sandsteinen mit konglomeratischen Partien charakteristisch. Die detritischen Komponenten beider Einheiten zeigen in ihrer Zusammensetzung und Verbreitung kaum Unterschiede zu denen der hangenden Abschnitte. Eine Ausnahme bilden die Glimmer. Von ihnen konnten nur selten gebleichte Biotite und sporadisch Muskovite beobachtet werden. Unter den authigenen Komponenten ist das Auftreten von Serizit bemerkenswert. Während die Hauptmenge des Kaolinits verdrängend aus der Tonmatrix hervorgegangen ist und die Verunreinigung der Tonmatrix an die Porenränder geschoben hat, konnte in wenigen Fällen auch neugesproßter Serizit beobachtet werden, der in isolierten Poren von Tonmatrixrelikten umgeben war und die Verunreinigungen der Tonmatrix in gleicher Weise wie der Kaolinit bei der Verdrängung der Tonmatrix an die Porenränder geschoben hatte. In allen Proben des 3. Abschnittes konnten größere Anteile von Kaolinit gegenüber Serizit beobachtet werden. Von den Karbonaten wurden Dolomit/Ankerit-Kristalle und gelegentlich feinstkörnig-pigmentierte Sideritaggregate gefunden. Sporadisch ließen sich meist in den Kaolinit- und Serizit-Poren Barytkristalle nachweisen. Der Sandstein ist arm an Pyritkriställchen. Von den hellen Schwermineralen konnten in den hangenden Proben wenige Körner von Turmalin und Zirkon gefunden werden.

Der 4. Abschnitt umfaßt die Proben 21 und 22. Beide Proben stehen dem Sandstein-Faziestyp A sehr nahe und führen neben geringen Mengen von feinstkörnig-pigmentierten Sideritaggregaten hauptsächlich Sideriteinzelkristalle, die diffus in den Sandsteinen verteilt sind. Unter den detritischen Komponenten wurden Kalifeldspäte und Gesteinsbruchstücke nur sporadisch gefunden. Die authigenen Komponenten zeichnen sich durch geringe Mengen von Kaolinit und Serizit aus.

Für die detritischen Komponenten des 5. Abschnittes (Proben 23—26) sind innerhalb der Gesteinsbruchstücke Quarzite, Quarzit- und Glimmerschiefer neben wenigen Kieselschiefern typisch. Von den Glimmern wurden Muskovite und sporadisch gebleichte Biotite gefunden. Der Anteil der Tonmatrix ist relativ gering. Die authigenen Komponenten zeichnen sich durch das Vorherrschen von Serizit gegenüber Kaolinit aus. Die Serizite haben häufig bei der Verdrängung der Tonmatrix das Pigment der Matrix an die Porenränder geschoben. Der größere Teil des Kaolinits wurde in Poren beobachtet, wo vom Rande her neugesproßter Serizit verdrängend in den Kaolinit hineingreift. Von den Karbonaten konnten Sideritrhomboeder, die häufig mit Spuren von feinstkörnig-pigmentierten Sideritaggregaten in Verbindung stehen, und untergeordnet Dolomit/Ankerit-Kristalle beobachtet werden. Sporadisch wurden Barytkristalle nachgewiesen. Von den Schwermineralen konnten gelegentlich Turmalinkörner und sporadisch, im Zusammenhang mit Leucoxenaggregaten, authigene Brookitkristalle beobachtet werden.

Die Sandsteinproben des 6. Abschnittes (Proben 27 und 28) gehören zum Sandstein-Faziestyp A. Neben den charakteristischen feinstkörnig-pigmentierten Sideritaggregaten wurden in der hangenden Probe 27 in diffuser Verteilung Dolomit/Ankerit-Einzelkristalle gefunden.

Im 7. Abschnitt (Proben 29—32) können die detritischen Komponenten wie folgt charakterisiert werden: Stark serizitisierte Kalifeldspäte wurden vereinzelt beobachtet. Mit Ausnahme der konglomeratischen Probe 31 wurden von Gesteinsbruchstücken Quarzite, Quarzitschiefer, Glimmer- und Kieselschiefer sowie Schiefertonflatschen gefunden. Die konglomeratische Partie zeichnet sich durch einen größeren Anteil von Quarziten und Kieselschiefern aus. Größere Mengen von Muskoviten konnten besonders im Hangenden beobachtet werden. Untergeordnet findet sich gebleichter Biotit in allen Proben. Der Sandstein ist arm an Tonmatrix. Die authigenen Komponenten werden durch einen relativ großen Anteil von Serizit charakterisiert. Dolomit/Ankerit-Kristalle in mosaikartiger Anordnung sowie Sideritrhomboeder, die mit feinstkörnig-pigmentierten Sideritaggregaten in Verbindung stehen, wurden im Sandstein gefunden. Baryt- und Pyrit-Kristalle konnten selten in Serizit- und Kaolinit-Poren oder in den Dolomit/Ankerit-Kristallen nachgewiesen werden. Von den hellen Schwermineralen wurden vereinzelt Turmalin und Zirkon beobachtet.

Unter den detritischen Komponenten des 8. Abschnittes (Probe 33) wurden geringere Anteile von Gesteinsbruchstücken, Glimmern und Tonmatrix gefunden. Bei den authigenen Komponenten herrscht Serizit vor. Gelegentlich wurden in dem häufiger vorkommenden Dolomit/Ankerit einzelne Barytkristalle beobachtet.

Die Proben des 9. Abschnittes (34 und 35) stehen dem Sandstein-Faziestyp A sehr nahe. Abweichend von den charakteristischen Merkmalen dieses Faziestyps wurden jedoch Sideritrhomboeder beobachtet, die meist mit Spuren von feinstkörnig-pigmentierten Sideritaggregaten in Zusammenhang stehen. Die Sideritrhomboeder können dabei maximal 15% des Sandsteinvolumens einnehmen.

Aus dem 10. Abschnitt der Bohrung Rehden 19 stammen die Proben 36 und 37. Die hangende Probe 36 gehört dem Sandstein-Faziestyp B an. Charakteristisch für sie ist innerhalb der authigenen Komponenten der große Karbonatgehalt, der sich hauptsächlich aus Dolomit/Ankerit und untergeordnet aus Siderit zusammensetzt. Beide Karbonate treten gegenüber den Quarzkörnern stark korrodierend auf. Andere, typische Merkmale sind innerhalb der authigenen Komponenten das Vorherrschen von Serizit und das gelegentliche Auftreten von

z. T. idiomorphen Barytkristallen, die häufig in Serizitporen und seltener in Dolomit/Ankerit-Kristallen beobachtet wurden. Die liegende Probe 37 entspricht mit Ausnahme ihrer Karbonate dem Sandstein-Faziestyp A. Von den feinstkörnig-pigmentierten Sideritaggregaten wurden nur Spuren im Sandstein beobachtet. Die Hauptmenge des Karbonates wird von Sideritrhomboedern gebildet, die — meist in größeren Aggregaten angeordnet — diffus im Sandstein verteilt sind. Die übrigen authigenen Komponenten zeichnen sich durch einen geringen Kaolinitgehalt aus, dem ein größerer Anteil von neugesproßtem Serizit gegenübersteht.

Das Bemerkenswerteste der Probe 37 ist der Fund eines Gängchens, dessen mineralische Füllung aus Dolomit/Ankerit, Baryt und Nakrit besteht (Taf. 3, Fig. 2). Die Untersuchungen des Gängchens haben eine Abfolge der Mineraliation in der oben angegebenen Reihenfolge erkennen lassen. Die Identifizierung des Nakrits erfolgte optisch und röntgenographisch unter Verwendung eines registrierenden Zählrohrgoniometers. Besonders die Zusammenstellung der Netzebenenabstände verschiedener Nakrite bekannter Vorkommen bei van Tassel (1962) halfen mit bei der Bestimmung des Nakrits der Bohrung Rehden 19.

Auf Grund der geringen Feldspatanteile liegen die einzelnen Proben der Bohrung Rehden 19 im Diagramm nach Pettijohn (1949) im Subgrauwacken- und Quarzit-Bereich (Abb. 3). Für die Sandsteine kommen hauptsächlich sedimentäre und metamorphe Ausgangsgesteine in Frage. Unter den Gesteinsbruchstücken konnten von sedimentären Gesteinen Kieselschiefer und Schiefertonflatschen, von metamorphen Gesteinen Quarzite, Quarzitschiefer und Glimmerschiefer beobachtet werden. Der Rundungsgrad der metamorphen Gesteinsbruchstücke schließt nicht aus, daß diese Bruchstücke schon von zweiter Lagerstätte abgetragen worden sind.

V. Profil der Bohrung Smeekley

Am Ostflügel der Pennine-Antiklinale, des ± Nord-Süd verlaufenden zentralen Gebirgszuges in Mittelengland, im Norden der Grafschaft Derbyshire, ist im Jahre 1952 die Wasserbohrung Smeekley abgeteuft worden (Abb. 8 + 9). Die Bohrung Smeekley hat 286,2 m der Lower Coal Measures (Westfal A) und des Upper Millstone Grit (Namur C) durchteuft und damit einen stratigraphisch interessanten Bereich aufgeschlossen, dessen Sandsteinhorizonte in der Umgebung von Eakring flüssige und gasförmige Kohlenwasserstoffe führen. Das Profil der Bohrung wurde nach Unterlagen der Herren Prof. Dr. L. R. Moore und Dr. D. W. Humphries zusammengestellt (Abb. 8).

a) Lower Coal Measures (Westfal A)

In den Lower Coal Measures wurden drei Sandsteinhorizonte und mehrere geringmächtige Sandsteinbänke untersucht. Den Hauptbestandteil aller Proben bilden Quarze mit einem Rundungsgrad von „subangular" bis „subrounded". Die Zusammensetzung der detritischen und authigenen Komponenten kann in den Proben eines Sandsteins sowie in den Sandsteinhorizonten untereinander sehr variieren (Tab. 8). Bei den detritischen Komponenten konnten als gemeinsame Kennzeichen das sporadische Auftreten von Plagioklasen und Gesteinsbruchstücken beobachtet werden. Die authigenen Komponenten zeichnen sich durch das Fehlen von neugesproßtem Serizit aus. Im einzelnen lassen sich die Horizonte wie folgt charakterisieren:

Mit Ausnahme der Probe 2 stehen die übrigen (1, 3 und 4) des Brincliffe Edge Rock dem Sandstein-Faziestyp A nahe. Charakteristisch für die authi-

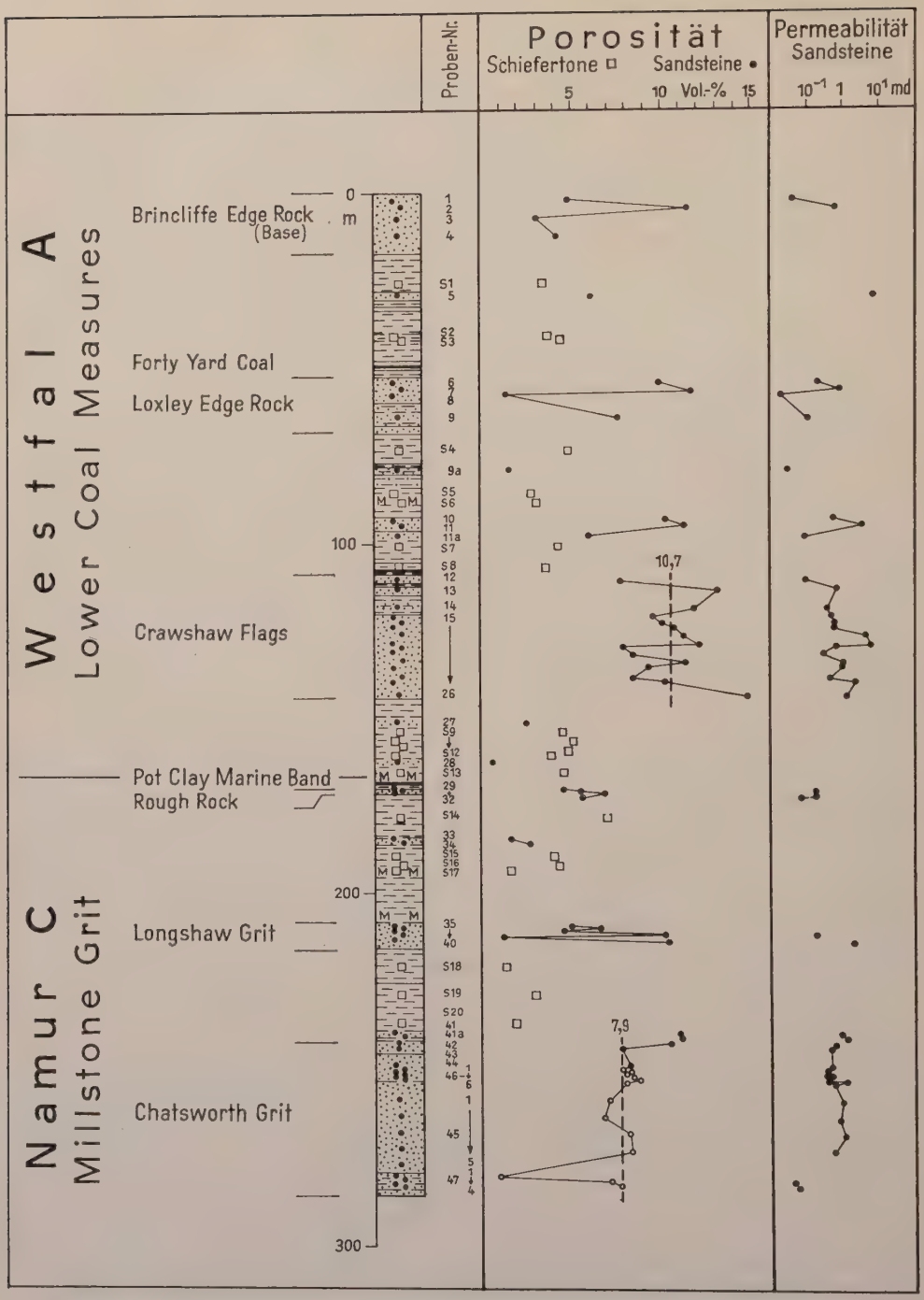


Abb. 8. Petrographische und gesteinsphysikalische Daten der Bohrung Smeekley

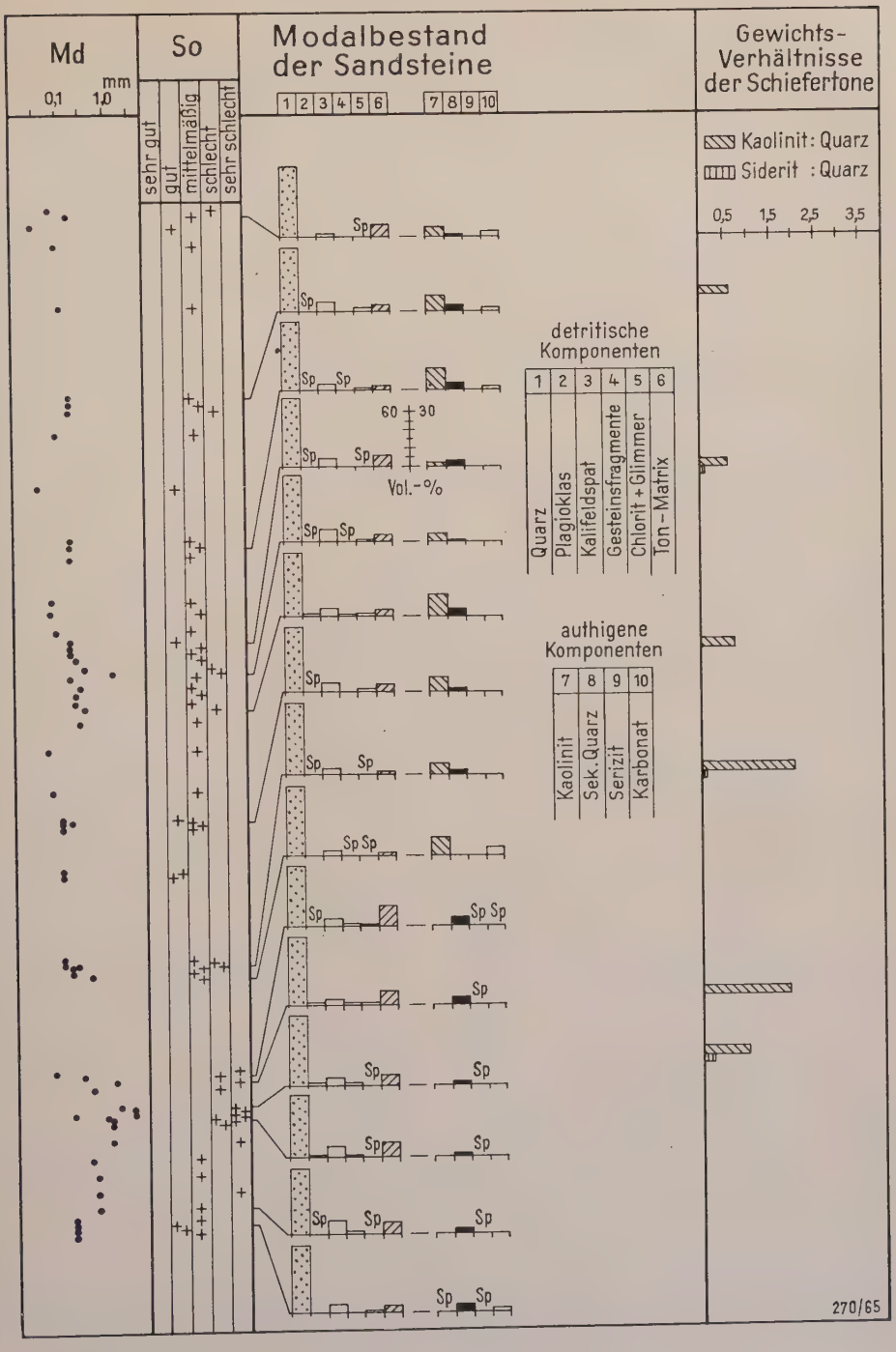

Md
mm
0,1
1,0
So
sehr gut
gut
mittelmäßig
schlecht
sehr schlecht
Modalbestand der Sandsteine
1 2 3 4 5 6
7 8 9 10
Sp
60
30
Vol.-%
detritische Komponenten
1 2 3 4 5 6
Quarz
Plagioklas
Kalifeldspat
Gesteinsfragmente
Chlorit + Glimmer
Ton - Matrix
authigene Komponenten
7 8 9 10
Kaolinit
Sek. Quarz
Serizit
Karbonat
Gewichts-Verhältnisse der Schiefertone
Kaolinit : Quarz
Siderit : Quarz
0,5
1,5
2,5
3,5
270/65

Tabelle 8

Sandstein-Modalbestand (Vol.-%) — Bohrung Smeekley

Proben-Nr.	detritische Komponenten						authigene Komponenten			
	Quarz	Plagioklas	Kalifeldspat	Gesteinsbruchstücke	Glimmer + Chlorit	Tonmatrix	Kaolinit	sek. Quarz	Serizit	Karbonat
2	76,8	—	1,6	—	Sp	12,6	5,0	0,8	—	2,8
6	69,5	Sp	9,4	—	2,5	5,9	7,8	2,9	—	1,7
8	50,0	Sp	2,7	—	Sp	—	Sp	Sp	—	46,7
11	74,6	Sp	5,3	Sp	0,5	2,9	11,4	3,4	—	1,3
15	75,2	Sp	7,9	—	Sp	12,2	1,3	2,7	—	—
20	72,4	Sp	14,0	Sp	1,3	7,0	3,9	0,8	—	—
25	69,3	1,0	7,6	0,6	1,0	5,8	11,1	3,6	—	—
29	42,4	Sp	5,7	—	13,4	3,6	0,7	1,6	—	32,5
30	71,2	Sp	8,6	—	3,4	7,7	7,6	1,1	—	—
37	79,8	Sp	4,2	—	Sp	0,5	5,4	1,9	—	7,7
39	53,6	Sp	1,4	Sp	Sp	Sp	3,5	Sp	—	41,0
40	76,2	—	3,9	Sp	Sp	0,9	9,5	5,2	—	3,6
41	72,0	1,5	8,8	0,8	0,8	13,6	—	2,4	Sp	—
41 a	65,4	Sp	7,5	1,2	0,8	20,5	—	4,0	Sp	Sp
42	74,9	0,9	4,9	0,5	0,7	14,7	—	3,4	Sp	—
44	77,4	0,9	7,8	0,5	Sp	11,5	—	1,7	Sp	—
46—5	68,2	1,6	11,3	1,4	Sp	15,8	—	1,5	Sp	—
45—5	72,2	Sp	13,0	0,7	Sp	12,2	—	1,7	Sp	—
47—1	39,3	Sp	5,9	Sp	0,8	Sp	—	0,5	Sp	52,6
47—2	74,8	—	8,7	—	1,6	8,2	Sp	4,6	Sp	2,0

Spuren (Sp) = < 0,5 Vol.-%

genen Komponenten der Proben 1, 3 und 4 sind geringe Anteile von Kaolinit. Sekundäre Quarzsäume konnten sporadisch nur in den Partien gefunden werden, die frei von detritischer Tonmatrix sind. Neben den typischen Sideritaggregaten konnten untergeordnet Dolomit/Ankerit-Kristalle beobachtet werden. Die Probe 2 entspricht dem Sandstein-Faziestyp B und zeichnet sich durch die höchste Porosität des Sandsteinhorizontes aus. Unter den detritischen Komponenten werden die wenigen Kalifeldspäte meist von der Tonmatrix verdrängt. Der Kaolinit der Sandsteinprobe ist durch Umbildung der Tonmatrix entstanden und ließ sich in Poren beobachten, an deren Rändern noch Tonmatrixreste vorhanden sind. Untergeordnet wurden mosaikartig angeordnete Dolomit/Ankerit-Kristalle nachgewiesen. Von den hellen Schwermineralen konnten Zirkon, Turmalin, Apatit und akzessorisch authigener Brookit beobachtet werden. Die opaken Minerale sind Pyrit und Leucoxen.

Die Probe 5 entstammt einer geringmächtigen Sandsteinbank, in der unter den detritischen Quarzkörnern, die in optischer Kontinuität weitergewachsen sind, nur untergeordnet andere Komponenten, wie schlierenförmige Einlagerungen von organischer Substanz und sporadisch Kalifeldspäte beobachtet wurden. Von den Schwermineralen konnten selten Zirkone und sporadisch Turmaline gefunden werden.

Die hangenden Proben des Loxley Edge Rock (Proben 6—9) entsprechen dem Sandstein-Faziestyp B. Die detritischen Komponenten beider Proben führen sporadisch Plagioklase (Oligoklas) und größere Gehalte an Kalifeldspäten. Von den Glimmern wurden Muskovite, gebleichte Biotite und selten Chlorite gefunden. Der Anteil von Tonmatrix ist gering. Die authigenen Komponenten zeichnen sich durch größere Gehalte an Kaolinit und durch geringe Anteile von feinstkörnig-pigmentierten Sideritaggregaten aus. Beide Proben sind reich an hellen Schwermineralen; neben Zirkon, Turmalin und Apatit konnte auch Granat beobachtet werden. Von den opaken Mineralen wurde Leucoxen gefunden. Die Probe 7 zeigt die geringste Porosität des Sandsteinhorizontes. Die detritischen und authigenen Komponenten „schwimmen" in einer Grundmasse von Dolomit (Tab. 5). Der Dolomit hat besonders die Quarzkörner und deren sekundäre Säume stark korrodiert bis buchtig resorbiert. Von den anderen detritischen Komponenten wurden sporadisch Plagioklase, Muskovite und geringe Mengen von Kalifeldspäten neben Spuren von Kaolinit und vereinzelt Aggregate von mikrokristallinem Quarz (? Chalcedon) gefunden. Die Probe 9 steht dem Sandstein-Faziestyp A nahe. Neben den kennzeichnenden Sideritaggregaten wurden geringe Mengen von Dolomit/Ankerit-Einzelkristallen in der Probe beobachtet.

Die Probe 9a entspricht dem Sandstein-Faziestyp A in der für ihn charakteristischen Ausbildung.

Die Proben 10, 11, 11a gehören dem Sandstein-Faziestyp B an. Die detritischen Komponenten zeichnen sich durch das sporadische Auftreten von Plagioklasen und Gesteinbruchstücken (Quarzite) aus. Von den Glimmern konnten Muskovite und gebleichte Biotite gefunden werden. Die Kalifeldspäte sind meist von der Tonmatrix verdrängt; sporadisch sind sie auch kaolinitisiert. Für die authigenen Komponenten ist ein relativ hoher Kaolinitanteil charakteristisch. Die Hauptmenge des Kaolinits dürfte durch Umwandlung der Tonmatrix entstanden sein, worauf Reste der Matrix an den Porenrändern hinweisen. Darüber hinaus konnte beobachtet werden, daß der Kaolinit, sofern er in loser Verbindung zu der Tonmatrix steht, die Quarzkörner und ihre sekundären Säume sehr aggressiv angelöst hat. Von den Karbonaten wurden Dolomit/Ankerit-Einzelkristalle und sporadisch Sideritaggregate beobachtet. Von den hellen Schwermineralen konnte

die bekannte Folge von Zirkon, Turmalin, Apatit und Brookit gefunden werden. Die Brookite sind von tafeligem Habitus (max. Kristallgröße ca. 0,025 mm) und meist im Zusammenhang mit Leucoxenaggregaten auf den primären Quarzkornoberflächen aufgewachsen.

Die hangenden Proben (12—14) der Crawshaw Flags stehen dem Sandstein-Faziestyp A sehr nahe. Für die detritischen Komponenten ist der relativ große Tonmatrixanteil charakteristisch. Kalifeldspäte und Muskovite sowie untergeordnet gebleichte Biotite und Chlorite konnten in geringen Mengen beobachtet werden. Sporadisch ließen sich Plagioklase (Albit-Oligoklas) nachweisen. Von den authigenen Komponenten wurden geringe Mengen von Kaolinit in größeren Poren beobachtet. Der Kaolinit dieser Proben wird randlich von Tonmatrixresten umgeben. Die typischen Sideritaggregate zeigen häufig feine Säume von Limonit. Akzessorisch wurden Dolomit/Ankerit-Einzelkristalle beobachtet. Die bekannte Folge der hellen Schwerminerale ist vorhanden. Die Proben 15—26 entsprechen dem Sandstein-Faziestyp B. Bei den detritischen Komponenten ist besonders der Gehalt an Kalifeldspäten sehr korngrößenabhängig. Sehr häufig wird der Kalifeldspat von Tonmatrix verdrängt; sporadisch konnten kaolinitisierte und karbonatisierte Kalifeldspäte beobachtet werden. Von den Umwandlungsprozessen sind besonders intensiv die kleineren Kalifeldspatkörner betroffen. Die größeren Körner widerstehen im allgemeinen den Angriffen (Taf. 4, Fig. 1). Plagioklase (Oligoklas) sind selten. Sporadisch wurde frischer Mikroklin gefunden. Neben Muskoviten wurden Biotite gefunden; letztere sind stark gebleicht und führen Leucoxenentmischungen auf den 001-Flächen. Häufig bilden die Leucoxenaggregate der Biotite die Ausgangssubstanz für die Brookitauthigenese (s. Taf. 4, Fig. 3).

Die mineralische Zusammensetzung der Tonmatrix ist in der Probe 17 untersucht worden. In dieser Probe ließen sich einige primär in den Sandstein eingeschwemmte Tonflatschen finden, die, wie Dünnschliffuntersuchungen ergeben haben, in Zusammenhang mit der übrigen Tonmatrix des Sandsteins stehen. Eine Röntgenaufnahme des eingeschwemmten „Tons" ergab wenig Quarz und Kaolinit sowie geringe Mengen von Feldspat und Siderit. Den Hauptbestandteil bildet ungeordneter Muskovit.

Der Kaolinit steht hauptsächlich mit der Tonmatrix in Zusammenhang (Taf. 3, Fig. 3). Sporadisch konnte auch an aufflasernden Enden von detritischen Muskoviten Kaolinit beobachtet werden. Die Proben sind frei von Karbonat. Von den hellen Schwermineralen wurden sporadisch Zirkon, Turmalin, Apatit, authigener Brookit und in den liegenden Proben Granat gefunden.

Die Proben 27 und 28 entsprechen dem Sandstein-Faziestyp A. Die liegende Probe 28 durchziehen parallel angeordnete Calcitgängchen unter einem Winkel zur Schichtung von ± 65°. Der Calcit hat besonders die Quarzkörner stark korrodiert bis buchtig resorbiert.

b) Millstone Grit (Namur C)

Im Bereich des Millstone Grit wurden drei Sandsteinhorizonte untersucht, deren Hauptbestandteil „subangular-subrounded" Quarze bilden. Die anderen detritischen Komponenten zeichnen sich durch größere Plagioklasgehalte im liegenden Sandstein (Chatsworth Grit) sowie durch geringe Mengen von Gesteinsbruchstücken und durch größere Anteile der Tonmatrix aus. Bei den authigenen Komponenten nimmt der Kaolinitanteil sehr schnell zum Liegenden ab. Sporadisch wurde im Chatsworth Grit neugesproßter Serizit nachgewiesen (Tab. 8).

Die Proben 29—32 der Rough Rock stehen dem Faziestyp B sehr nahe. Allen Proben gemeinsam ist bei den detritischen Komponenten ein relativ großer Biotitanteil. Die Biotite sind meist stark gebleicht und zeigen Leucoxenentmischungen auf den 001-Flächen. Von den anderen Komponenten wurden Spuren von Plagioklasen, Oligoklas, Kalifeldspäten, die meist von Tonmatrix verdrängt worden sind, geringe Mengen von Muskoviten und Chloriten und Tonmatrix beobachtet. Die authigenen Komponenten zeichnen sich durch große Karbonatgehalte in der Probe 29 aus. Von den 32,6 % Gesamtkarbonatgehalt entfallen 20 % auf den Siderit, 12,6 % auf den Dolomit/Ankerit. Die übrigen Proben sind karbonatfrei. Der Kaolinit dürfte sich durch Umwandlung der Tonmatrix gebildet haben. Unter den Schwermineralen sind die Zirkone besonders häufig. Sie liegen in maximal 0,1 mm großen Körnern im Sandstein vor und sind stets von einem opaken Saum umgeben. Auf Grund des relativ großen Biotitgehaltes des Sandsteins könnten die Zirkone aus den aufbereiteten Biotiten stammen, worauf der opake Saum der Körner (? isotropisierte Biotitsubstanz) hinweist. Von den anderen hellen Schwermineralen wurden Turmalin und Apatit gefunden, von opaken Mineralen Leucoxen und untergeordnet Pyrit.

Die Proben 33 und 34 stehen dem Sandstein-Faziestyp A sehr nahe. Beide Proben sind sehr karbonatreich. Die Probe 33 enthält ± 45 %, die Probe 34 ± 30 % Karbonat. Während in Probe 33 der Karbonatanteil hauptsächlich aus Dolomit/Ankerit besteht, nehmen in der Probe 34 1/3 des Karbonatanteils feinstkörnig-pigmentierte Sideritaggregate ein. Der Rest wird von Dolomit/Ankerit gebildet. Die detritischen und authigenen Komponenten beider Proben „schwimmen" in der karbonatischen Grundmasse, die besonders die Quarzkörner und deren sekundäre Säume korrodiert bis buchtig resorbiert hat. Außerdem konnte in der Grundmasse sporadisch Kaolinit und untergeordnet mikrokristalliner Quarz (? Chalcedon) nachgewiesen werden.

Die hangenden Proben 35 und 36 des Longshaw Grit stehen dem Sandstein-Faziestyp A nahe. Ihre detritischen Komponenten zeichnen sich durch geringe Anteile von Plagioklasen (Oligoklas), Kalifeldspäten und größere Mengen von Muskoviten, gebleichten Biotiten und Tonmatrix aus. Von den authigenen Komponenten wurden geringe Anteile von Kaolinit, feinstkörnig-pigmentierten Sideritaggregaten und selten Dolomit/Ankerit-Kristalle beobachtet.

Die Proben 37—40 entsprechen dem Sandstein-Faziestyp B. Die detritischen Komponenten dieser Proben führen größere Quarzanteile neben relativ geringen Gehalten an Kalifeldspat und Tonmatrix. Sporadisch konnten Plagioklase (Oligoklas), Quarzite, Mukovite und gebleichte Biotite beobachtet werden. Bei den authigenen Komponenten ist die Karbonatführung sehr unterschiedlich. In der Probe 39 wurde ein Dolomitanteil von 41,0 % bestimmt (vgl. Tab. 5). In der karbonatischen Grundmasse „schwimmen" die detritischen Komponenten, von denen besonders die Quarzkörner und deren sekundäre Säume korrodiert bis resorbiert worden sind. Von den anderen authigenen Komponenten wurden in der Probe 39 geringe Mengen von Kaolinit beobachtet, der vom Karbonat eingesiegelt worden ist (Taf. 4, Fig. 2). Die authigenen Komponenten der übrigen Proben lassen sich durch größere Kaolinitgehalte und geringe Mengen von Dolomit/Ankerit-Kristallen kennzeichnen. Von den hellen Schwermineralen konnten Zirkon, Turmalin, Apatit und sporadisch authigener Brookit (in Zusammenhang mit Leucoxenaggregaten) beobachtet werden.

Aus dem geringmächtigen Sandsteinhorizont im Hangenden des Chatsworth Grit wurden die Proben 41 und 41a untersucht, die beide dem Sandstein-

Faziestyp B angehören und zusammen mit den Proben des Chatsworth Grit beschrieben werden.

Makroskopisch gliedert sich der Chatsworth Grit in die drei folgenden Abschnitte: 1. einen hangenden, ca. 12 m mächtigen konglomeratischen Grobsandstein (Proben 42—44 und 46,1—6); ihm folgt 2. im Liegenden ein Grobsandstein, ca. 27 m mächtig, mit siltigen Einlagerungen (Proben 45,1—5). 3. Der liegende Abschnitt, ca. 7 m mächtig, wird von einem Feinsandstein gebildet (Proben 47,1—4), in den sich Schiefertonlagen einschalten.

Nur die Proben 42—44 des Chatsworth Grit konnten teufengerecht dem Kernmaterial der Bohrung Smeekley entnommen werden. Die Lage der restlichen Proben konnte nur ungenau innerhalb der makroskopisch erkannten Abschnitte bestimmt werden. Die Zugehörigkeit der Proben zu den jeweiligen Abschnitten des Chatsworth Grit steht jedoch mit Sicherheit fest.

Die Proben (42—44 und 46,1—6 und 45,1—5) des 1. und 2. Abschnittes des Chatsworth Grit gehören wie die Proben 41 und 41a zum Sandstein-Faziestyp B. Ihre detritischen Komponenten zeichnen sich durch größere Anteile von Plagioklasen, Oligoklas, Gesteinsfragmenten und Tonmatrix aus. Der Gehalt an Kalifeldspäten in den Proben ist sehr korngrößenabhängig. Die Mehrzahl der Kalifeldspäte zeigt Entmischungslamellen von Albit. Hauptsächlich werden nur die kleineren Kalifeldspatkörner von der Tonmatrix verdrängt. Sporadisch wurden Mikrokline gefunden. Gelegentlich konnten unter den Gesteinsbruchstücken neben Quarziten Körner mit Quarz-Feldspat-Implikationsgefügen beobachtet werden. Von den Glimmern wurden geringe Mengen von Muskoviten und gebleichten Biotiten nachgewiesen. Die authigenen Komponenten werden durch das Fehlen von Kaolinit (die Beobachtung wurde röntgenographisch in der abgeschlämmten 2-μ-Fraktion mehrerer Sandsteinproben überprüft) und das sporadische Auftreten von neugesproßtem Serizit gekennzeichnet. Der neugesproßte Serizit hat sich durch Umwandlung der Tonmatrix gebildet und konnte meist in der Mitte von Tonmatrixporen beobachtet werden. Das Pigment der Matrix — als Leucoxenmikrolithen angesprochen — wurde bei der Umwandlung an die Porenränder gedrängt. In einigen Sandsteinproben wurde neugesproßter Serizit in der Nachbarschaft von Tonmatrix palisadenförmig auf sekundären Quarzsäumen gefunden (Taf. 3, Fig. 4). Gelegentlich wurde mikrokristalliner Quarz (? Chalcedon) nachgewiesen, der authigener Entstehung sein dürfte, weil sich Einschlüsse von Tonmatrix in ihm beobachten ließen. Die Hauptmenge des authigenen SiO_2 wird von den sekundären Säumen der Quarzkörner gebildet. Die Sandsteine sind arm an Karbonat. Untergeordnet konnten nur Dolomit/Ankerit-Einzelkristalle beobachtet werden. Von Schwermineralen wurden häufig Zirkon, Turmalin, Apatit und authigener Brookit (in Zusammenhang mit Leucoxenaggregaten, Taf. 4, Fig. 4) beobachtet.

Der liegende Feinsandstein (Proben 47,1—4) steht dem Sandstein-Faziestyp A nahe, mit Ausnahme der Probe 47,1, in der 52,6 % Dolomit gefunden wurden (Tab. 5). Die detritischen Komponenten dieser Probe „schwimmen" in der karbonatischen Grundmasse und zeichnen sich durch Spuren von Plagioklasen, Quarziten und Tonmatrix sowie durch geringe Gehalte an Kalifeldspäten, Muskoviten und gebleichten Biotiten aus. Von den authigenen Komponenten wurden Aggregate von mikrokristallinem Quarz (? Chalcedon), sekundäre Quarzsäume und Spuren von neugesproßtem Serizit beobachtet. Die authigenen Komponenten der übrigen Proben (47,2—4) zeichnen sich durch sporadische Kaolinitreste aus, die vom Rande her von neugesproßtem Serizit verdrängt worden sind. Der Karbonatgehalt ist relativ gering und besteht aus feinstkörnig-pigmentierten Siderit-

aggregaten neben untergeordneten Dolomit/Ankerit-Einzelkristallen. Von den Schwermineralen konnte die bekannte Folge der hellen Minerale beobachtet werden. In der karbonatreichen Probe 47,1 wurde zusätzlich Granat gefunden.

Im Diagramm nach PETTIJOHN (1949, Abb. 3) liegt die Mehrzahl der Proben im Quarzitbereich und zeigt Übereinstimmung mit den Angaben von GREENSMITH (1957). Andere Beobachtungen in den Sandsteinen der Bohrung Smeekley aus dem Jahre 1957, die von den neueren Untersuchungsergebnissen abweichen, wurden vom Verf. mit Herrn Dr. GREENSMITH im Sommer 1963 in London diskutiert. Die Ursachen für die abweichenden Ergebnisse des Jahres 1957 sind in der geringeren Anzahl der untersuchten Proben und in dem Fehlen von zusätzlichen Hilfsmitteln — Röntgenapparatur und geochemisches Laboratorium zur Bestimmung der Karbonate — zu suchen.

Die detritischen Komponenten der untersuchten Sandsteinhorizonte der Bohrung Smeekley lassen sich in der Hauptsache von sedimentären und untergeordnet von metamorphen Ausgangsgesteinen ableiten. Im Chatsworth Grit weisen die Körner mit Quarz-Feldspat-Implikationsgefügen außerdem auf Einflüsse saurer, granitisch-pegmatitischer Ausgangsgesteine hin.

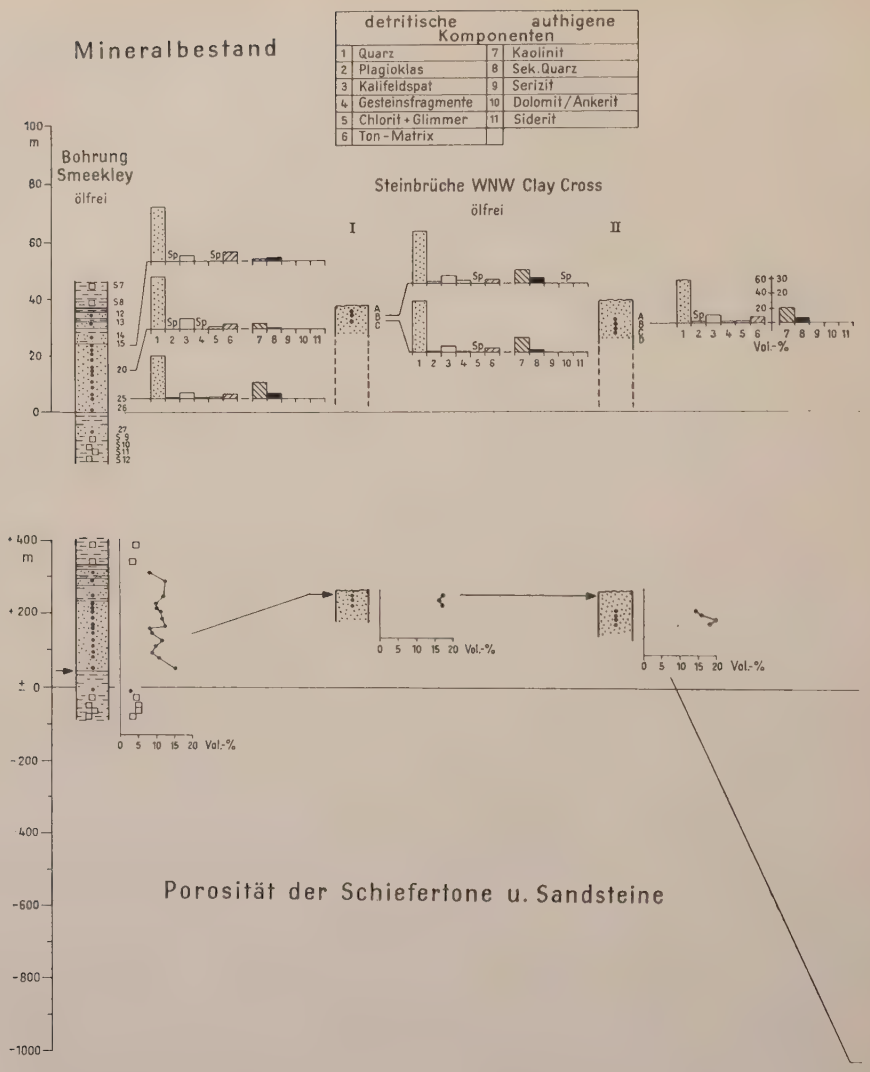
VI. Die Crawshaw Flags

Am Ostflügel der Pennine-Antiklinale wurden die Crawshaw Flags in mehreren Aufschlüssen untersucht (Abb. 9; Tab. 9). Da den westlichen Aufschluß der Crawshaw Flags die Bohrung Smeekley bildet, kann die weitere Beschreibung des Horizontes in den East Midlands mit den Steinbrüchen WNW Clay Cross fortgesetzt werden.

Die Proben A—C des Steinbruchs I entsprechen dem Sandstein-Faziestyp B. Die detritischen Komponenten zeichnen sich durch geringe Gehalte an Plagioklasen (Oligoklas) und das sporadische Auftreten von Muskoviten aus. Die Kalifeldspäte werden meist von Tonmatrix verdrängt. Sporadisch konnten Mikrokline in den Proben beobachtet werden. An Gesteinsbruchstücken wurden nur Quarzite gefunden. Bei den authigenen Komponenten konnten größere Gehalte an Kaolinit beobachtet werden. Der Kaolinit dürfte verdrängend aus der Tonmatrix hervorgegangen sein, worauf Tonmatrixreste an den Rändern der Kaolinitporen schließen lassen. Sporadisch konnten Dolomit/Ankerit-Kristalle nachgewiesen werden. Von den Schwermineralen wurden nur in der hangenden Probe A sporadisch authigene Brookitkriställchen in Verbindung mit Leucoxenaggregaten gefunden.

Die Proben A—D des Steinbruchs II stehen dem Sandstein-Faziestyp B nahe. Ihre detritischen Komponenten unterscheiden sich von denen des Steinbruchs I durch größere Anteile von Muskoviten und gebleichten Biotiten. Für die authigenen Komponenten sind relativ hohe Kaolinitgehalte und das Auftreten von Limonit charakteristisch. Der Limonit durchzieht meist schlierenförmig den Sandstein und wurde häufig im Zusammenhang mit der Tonmatrix beobachtet. Es ist zu vermuten, daß am Aufbau der Tonmatrix primär auch Biotit beteiligt war und bei dessen Abbau das Eisen zusammen mit dem Titan in Lösung ging. Von den Schwermineralen konnten selten Zirkon und Turmalin sowie Leucoxenaggregate beobachtet werden.

Die östlichen Aufschlüsse der Crawshaw Flags bilden vier Bohrungen der Erdölfelder im Norden von Eakring. Im verölten Bereich wurden die Crawshaw Flags in den Bohrungen Egmanton 1 und 4, im verwässerten Bereich in den Bohrungen Bothamsall 1 und Egmanton 61 untersucht.



a) Verölter Bereich

Die Proben 1 und 2 der Bohrung Egmanton 1 gehören dem Sandstein-Faziestyp B an, dessen detritische Komponenten sich durch geringe Mengen von meist stark zersetzten Plagioklasen sowie durch größere Gehalte von Muskoviten und von gebleichten Biotiten auszeichnen.

Neben Kalifeldspäten wurde sporadisch auch Mikroklin gefunden. Meist werden die Kalifeldspäte von der Tonmatrix verdrängt; sporadisch wurden auch randlich kaolinitisierte Kalifeldspat-Körner beobachtet. Von Gesteinsbruchstücken konnten nur Quarzite gefunden werden. Die authigenen Komponenten können durch größere Kaolinit- und Karbonat-Gehalte charakterisiert werden, wobei die Kaolinite in Zusammenhang mit der Tonmatrix stehen. Oft hat der Kaolinit die detri-

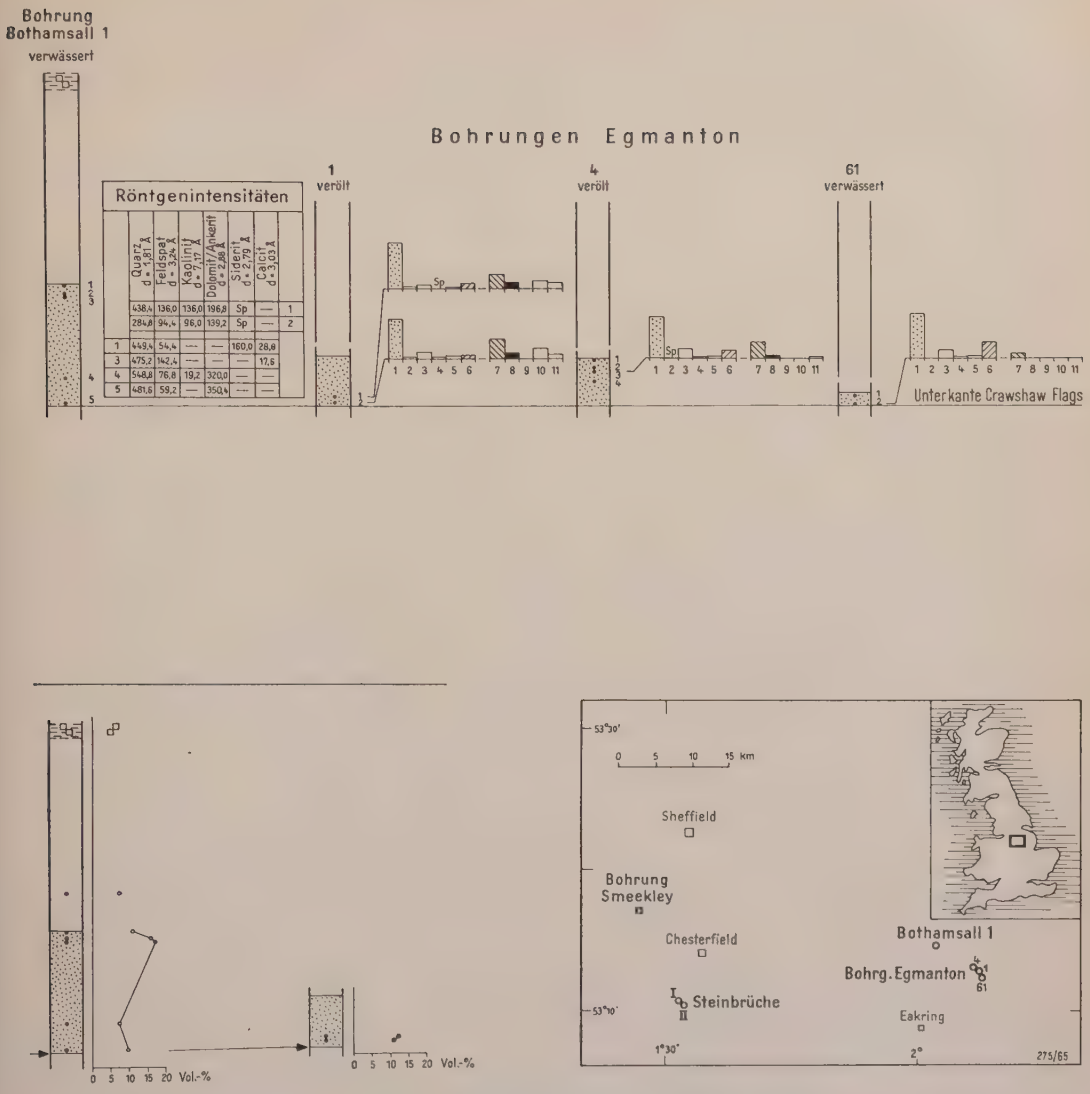


Abb. 9. Mineralbestand und Porosität der Crawshaw Flags

tischen Quarzkörner und ihre sekundären Säume angelöst. Den kleineren Anteil der Karbonate nimmt feinstkörnig-pigmentierter Siderit ein, während der Rest von Dolomit/Ankerit in mosaikartig angeordneten größeren Kristallen (max. Kristallgröße ± 0,4 mm) gebildet wird. Besonders der Dolomit/Ankerit tritt sehr aggressiv gegenüber den Quarzkörnern und ihren sekundären Säumen auf.

Die Proben 1—3 der Bohrung Egmanton 4 entsprechen dem Sandstein-Faziestyp B, und ihre detritischen Komponenten unterscheiden sich nur geringfügig von denen in der Bohrung Egmanton 1. Größere Anteile wurden nur von Kalifeldspäten und Tonmatrix gefunden. Dabei werden die Kalifeldspäte meist von der Tonmatrix verdrängt, und nur sporadisch zeigen einzelne Körner eine randliche Kaolinitisierung. Von den authigenen Komponenten wurden größere

Tabelle 9

Sandstein-Modalbestand (Vol.-%) — Aufschlüsse in den Crawshaw Flags

Steinbrüche und Bohrungen	Proben	detritische Komponenten						authigene Komponenten			
		Quarz	Plagioklas	Kalifeldspat	Gesteinsbruchstücke	Glimmer + Chlorit	Tonmatrix	Kaolinit	sek. Quarz	Serizit	Karbonat
Steinbruch I	B	71,2	1,4	8,4	2,3	Sp	4,2	9,0	3,3	—	Sp
	C	71,6	0,8	7,8	0,8	Sp	7,0	10,5	1,4	—	—
Steinbruch II	B	59,3	0,6	11,7	1,5	1,9	9,0	10,4	3,2	—	(2,4)
Egmanton 1	1	62,8	1,3	4,7	0,5	0,7	7,0	9,7	4,2	—	9,1
	2	53,6	1,2	8,5	1,2	3,0	5,0	13,5	4,1	—	9,9
Egmanton 4	3	58,3	Sp	12,5	1,4	1,9	11,0	11,1	1,2	—	0,5
Egmanton 61	2	61,4	—	10,6	1,0	1,6	22,0	3,0	Sp	Sp	—

Spuren (Sp) = < 0,5 Vol.-%

Kaolinitgehalte und geringe Mengen von Karbonaten nachgewiesen. Die Hauptmenge der Karbonate wird von Dolomit/Ankerit-Kristallen, untergeordnet von feinstkörnig-pigmentierten Siderit-Aggregaten gebildet. Wie in den Proben der Bohrung Egmanton 1 haben Kaolinit und besonders der Dolomit/Ankerit die Quarzkörner und deren sekundäre Säume oft buchtig resorbiert. Die Probe 4 der Bohrung Egmanton 4 steht dem Sandstein-Faziestyp A nahe und zeigt innerhalb der authigenen Komponenten neben den typischen Sideritaggregaten geringe Mengen von Dolomit/Ankerit-Kristallen.

Von den Schwermineralen der Sandsteinproben der Bohrungen Egmanton 1 und 4 wurden Zirkon, Turmalin und sporadisch authigener Brookit in Verbindung mit Leucoxenaggregaten gefunden.

b) Verwässerter Bereich

In der Bohrung Bothamsall 1 standen aus den Crawshaw Flags nur Spülproben zur Verfügung, deren Sandsteinmaterial in Dünnschliffen und durch Röntgenanalysen untersucht wurde. Die hangenden Proben 1—3 gehören zum Sandstein-Faziestyp A, die liegenden Proben 4 und 5 entsprechen dem Sandstein-Faziestyp B. Eine halbquantitative Auswertung der Röntgenintensitäten (Abb. 9) läßt die folgenden Aussagen zu: In allen Proben ist Quarz und Kalifeldspat vorhanden. Mit Ausnahme der Probe 4 ließ sich kein Kaolinit in den anderen Proben nachweisen. Auch in der Probe 4 dürfte der Kaolinitanteil gering sein, wie aus einem Vergleich mit den Planimeterwerten des Kaolinits in den Proben 1 und 2 der Bohrung Egmanton 1 hervorgeht. In den hangenden Proben 1 und 3 wurde neben Siderit in der Probe 1 Calcit nachgewiesen. In den liegenden Proben 4 und 5 konnte von den Karbonaten nur Dolomit/Ankerit gefunden werden. Bei den Dünnschliffuntersuchungen des Sandsteinmaterials wurden innerhalb der detritischen Komponenten Plagioklase sowie Muskovite und gebleichte Biotite gefunden. Charakteristisch für die detritischen Komponenten ist der hohe Anteil der Tonmatrix. Die authigenen Komponenten zeichnen sich durch das sporadische Auftreten von neugesproßtem Serizit aus.

Die hangende Probe 1 der Bohrung Egmanton 61 steht dem Sandstein-Faziestyp A nahe. Charakteristisch für die detritischen Komponenten ist der große Tonmatrixanteil, in dessen Zusammenhang Limonit beobachtet wurde.

Die liegende Probe 2 der Bohrung Egmanton 61 entspricht dem Sandstein-Faziestyp B. Ihre detritischen Komponenten werden durch geringe Gehalte von Plagioklasen, Gesteinsbruchstücken (Quarzite) und Glimmer gekennzeichnet, außerdem ist der große Gehalt an Tonmatrix charakteristisch. Von den authigenen Komponenten wurden geringe Mengen von Kaolinit, Spuren von sekundärem Quarz und neugesproßtem Serizit sowie Limonit gefunden. Von den Schwermineralen konnten Zirkon und Turmalin in den Proben der Bohrung Egmanton 61 beobachtet werden.

Im Diagramm nach Pettijohn (1949) bilden die unterschiedlichen „Ton"-Gehalte die Ursache dafür, daß die Proben der Crawshaw Flags im Quarz-, Feldspat-Quarzit- und Grauwacken-Bereich liegen (Abb. 3). Die detritischen Komponenten der Crawshaw Flags können in der Hauptsache von sedimentären, untergeordnet von metamorphen Ausgangsgesteinen abgeleitet werden.

Während sich bei den Sandsteinen keine merkbare teufenbedingte Porositätsänderung abzeichnet (die Sandsteinporositäten der Steinbrüche dürften auf Grund von Oberflächeneinflüssen nicht repräsentativ sein), kann bei den Schiefertonen der Bohrungen Smeekley (ϕ = 4,1 %) und Bothamsall 1 (ϕ = 5,5 %) ein Porositätsunterschied festgestellt werden. Weil die Schiefertone die Werte geringster

Porosität bei ihrer maximalen Versenkungsteufe erreichen, weisen die kleineren Porositätswerte im Westen (Bohrung Smeekley) gegenüber größeren Werten im Osten (Bohrung Bothamsall 1) auf unterschiedliche Sedimentmächtigkeiten im Westfalbecken hin. Obwohl der östliche Aufschluß (Bothamsall 1) heute um ein Teufenintervall von ca. 1000 m tiefer liegt als der westliche Aufschluß der Bohrung Smeekley, kann mit Vorbehalt aus der Tendenz der Porositätswerte der Schiefertone abgeleitet werden, daß das Gebiet geringster Absenkung zur Zeit des Westfals jedoch im Raume von Eakring gelegen hat (siehe S. 4).

D. Auswertung

I. Zementationsabfolge

In den Sandsteinen der untersuchten Karbonaufschlüsse konnte eine relative zeitliche Abfolge innerhalb der authigenen Komponenten beobachtet werden. Für die chemischen Um- und Neubildungen in den Sandsteinen beider Faziestypen muß — um den Stoffaustausch während der diagenetischen Prozesse zu gewährleisten — die Anwesenheit wässeriger Lösungen vorausgesetzt werden. Die wesentlichen Faktoren der Diagenese sind: der pH-Wert der wässerigen Lösungen, die Lösungsgenossen, das Ionenangebot sowie Druck und Temperatur. Die Rekonstruktion der zeitlichen Abfolge der authigenen Komponenten wurde an Hand der mikroskopischen Dünnschliffuntersuchungen durchgeführt. Auf die Schwierigkeiten, die sich aus der nur zweidimensionalen Betrachtungsweise der Gesteinsschnitte ergeben, hat besonders Siever (1959) in neuerer Zeit hingewiesen.

In den Sandsteinen beider Faziestypen, insbesondere Typ A, konnten als erste Ausscheidungen innerhalb der authigenen Komponenten die feinstkörnig-pigmentierten Sideritaggregate beobachtet werden. Diese Aggregate legen sich stets an die primären Oberflächen der detritischen Mineralkörner an. Die Bildung der oft lagenweise angeordneten Sideritaggregate kann als synsedimentär — frühdiagenetisch angesehen werden. Auf den Bildungsraum des Siderits ist im Zusammenhang mit den primär-sedimentologischen Voraussetzungen (S. 8) hingewiesen worden. Stevans & Carron (1948) konnten für den Siderit ein Abrasions-pH von 5—7 bestimmen. Für die Entstehung der Eisenkarbonate nimmt Müller (1952) ein reduzierendes Milieu in besonderen Einsenkungen des Steinkohlenmeeres an. Im System Hämatit, Siderit und Pyrit, das im Gleichgewicht mit Seewasser von 25° C steht, hat der Siderit seine größte Verbreitung im schwach sauren pH-Bereich (Krumbein & Garrels 1952).

In den Sandsteinen des Faziestyps B wurde feinstkörnig-pigmentierter Siderit seltener nachgewiesen. Durch die Umkristallisation zu gröberkristallinen Sideritrhomboedern werden außerdem die nur untergeordnet auftretenden frühdiagenetischen Bildungen von Siderit verwischt. Der häufig mit dem feinstkörnig-pigmentierten Siderit vergesellschaftete Pyrit in den Sandsteinen des Faziestyps A ist ebenfalls synsedimentär — frühdiagenetischer Entstehung. Im erwähnten System von Hämatit, Siderit und Pyrit hat der Pyrit im schwach sauren Bereich seine größte Verbreitung.

Authigene Brookitkristalle wurden sehr häufig besonders in den kaolinitführenden Sandsteinen des Faziestyps B der Bohrung Smeekley nachgewiesen. Die Brookitkristalle sind zusammen mit Leucoxen auf den primären Quarzkornoberflächen beobachtet worden und dürften ebenfalls frühdiagenetischer Bildung sein. Für die Neubildung von Titanmineralen — Leucoxen, Anatas und Brookit — macht Rengarten (1955) in sandigen Gesteinen der kohlenführenden Formation

von Kasachstan metallorganische Verbindungen verantwortlich, aus denen sich im schwach sauren Milieu der Brookit bildet.

In den Sandsteinen beider Faziestypen wurde als nächstfolgende authigene Bildung die Anlagerung von sekundärem Quarz in optischer Kontinuität an die detritischen Quarzkörner beobachtet. Dabei konnten in den tonmatrixreichen Sandsteinen des Faziestyps A im allgemeinen nur sehr geringe Anteile von sekundärem Quarz nachgewiesen werden. Diese umgekehrt proportionale Beziehung zwischen dem Anteil der Tonmatrix und dem Gehalt an sekundärem Quarz haben eine Reihe von Autoren, u. a. Gilbert (1949), Heald (1956), Siever (1959), Füchtbauer (1959) und Zimmerle (1963) in den Sandsteinen verschiedenster Formationen beobachten können. Die größten Anteile von sekundärem Quarz wurden in den kaolinitführenden Sandsteinen vom Faziestyp B in den Aufschlüssen der East Midlands gefunden.

Für die Mobilisation der Kieselsäure und deren Anlagerung in Form der sekundären Säume der detritischen Quarzkörner lassen sich eine Anzahl von Faktoren aus der Literatur heranziehen: Die Löslichkeit der Kieselsäure in Abhängigkeit vom pH-Wert bei einer Temperatur von ca. 25° C hat Krauskopf (1959) nach neueren Daten mehrerer Autoren zusammengestellt. Aus dem Diagramm kann ein steiles Ansteigen der Löslichkeitskurve im alkalischen Bereich von ca. 150 ppm bei dem pH-Wert von 9 auf 5000 ppm bei dem pH-Wert 11 abgelesen werden. Die Kurve durchläuft bei dem pH-Wert von 7 die geringste Löslichkeit von ca. 110 ppm und zeigt im sauren Bereich — bei einem pH-Wert von 3 — einen leichten Anstieg auf ca. 160 ppm. Nach Angaben von Emery & Rittenberg (1952) sowie von van Andel & Postma (1954) liegt der pH-Wert von Seewasser zwischen 8,0—8,5. Das Porenwasser mariner Sedimente kann selten etwas höhere Werte erreichen. In den betrachteten oberkarbonen Sedimenten dürften die pH-Werte durch die Anwesenheit der Huminsäuren aus den zahlreichen Kohlenflözen eher im sauren als im alkalischen Bereich gelegen haben, was eine sehr geringe Löslichkeit der Kieselsäure zur Folge hätte. In neuester Zeit hat Evans (1962) Löslichkeitsversuche mit Quarz in pH-Wert-Bereichen zwischen 6 und 8 unternommen. Durch den Zusatz von geringen Mengen Adenosine-Triphosphat, das im pflanzlichen Zellgewebe weit verbreitet ist, konnten größere Löslichkeiten von Kieselsäure bis in den schwach sauren Bereich hinein beobachtet werden. Bei der großen Anreicherung von pflanzlichem Material in den Kohlenflözen, die sich in der Nachbarschaft der Sandsteine finden lassen, ist die Anwesenheit organischer Katalysatoren in dem frühen Diagenesestadium der Sandsteine sehr wahrscheinlich.

Auf eine weitere Möglichkeit, die Herkunft der sekundären Quarzsubstanz in den Sandsteinen zu erklären, macht Towe (1962) aufmerksam. Bei der diagenetischen Umbildung von Tonmineralen, insbesondere von Montmorillonit und/oder Mixed-Layer Illit-Montmorillonit in Illit wird Quarz freigesetzt, der möglicherweise als sekundärer Quarz an die detritischen Quarzkörner angelagert wird. In den untersuchten Sandsteinen wurde Montmorillonit nicht nachgewiesen; es besteht aber die Möglichkeit, — worauf auch Eckhardt (1958) bei seinen Untersuchungen der Chlorite hinweist — daß Montmorillonit primär in den oberkarbonen Sedimenten vorlag, der sich mit fortschreitender Diagenese in andere Tonminerale umwandelte. Im allgemeinen konnten in den Sandsteinen mit Zunahme der Serizitisierung geringere Anteile von sekundärem Quarz nachgewiesen werden. Einige kaolinitfreie und völlig serizitisierte Sandsteine der Bohrungen Münsterland 1 und Lippermulde 2 bilden jedoch Ausnahmen: In diesen Sandsteinen kann der neugesproßte Serizit in primär tonmatrixfreien Partien

von sekundärem Quarz vertreten werden. Nach Angaben von Krauskopf (1959) steigt die Löslichkeit von Kieselsäure bei der Zunahme der Temperatur um ein Vielfaches (von ca. 100 ppm bei 20° C auf ca. 800 ppm bei 200° C). In gleicher Richtung muß sich eine Druckerhöhung auswirken. Beide Faktoren bedingen dann — in den primär tonmatrixarmen Sandsteinen diagenetisch weit fortgeschrittener Bereiche — relativ große Anteile von sekundärem Quarz, wobei die Quarzsubstanz von den detritischen Quarzkörnern selbst stammen dürfte.

Die Zementationsabfolge wird nach der Anlagerung der sekundären Quarzsäume mit der Kaolinitbildung weitergeführt. In den Sandsteinen beider Faziestypen konnte nachgewiesen werden, daß sich die Hauptmenge des Kaolinits durch die Umwandlung der detritischen Tonmatrix bildet. In den Sandsteinen des Faziestyps A lassen sich jedoch nur kleinere Kaolinitanteile beobachten, wofür die geringe Wegsamkeit von Lösungen — auf Grund der primär sedimentologisch bedingten Einflüsse — wohl verantwortlich ist. In tertiären Speichergesteinen Kaliforniens fand Gilbert (1949) ebenfalls die Umbildung der detritischen Tonmatrix zu Kaolinit.

Die Synthese von Kaolin hat Noll (1936) weitgehend aufgeklärt: In neutralen, alkalifreien oder sauren, alkalihaltigen Lösungen konnte er Kaolin aus SiO_2- und Al_2O_3-Gelen unterhalb 400° C darstellen. Es ist anzunehmen, daß die Tonmatrix Alkaliionen adsorptiv gebunden hat, denn die Feldspäte, insbesondere die Kalifeldspäte, werden hauptsächlich von der Tonmatrix verdrängt. Deshalb kann für die Kaolinitbildung in den bearbeiteten Sandsteinen ein saures, alkalihaltiges Milieu angenommen werden. Damit ergeben sich keine größeren pH-Wert-Schwankungen während des Diageneseablaufes, setzt man die Anwesenheit organischer Katalysatoren (nach Evans 1962) voraus, was eine größere Löslichkeit der Kieselsäure auch im schwach sauren Bereich bedingt. Die häufig beobachteten Resorptionserscheinungen an Quarzkörnern durch Kaolinit bestätigen — wenn auch nur im lokalen Bereich — die Möglichkeit der Lösung von Quarz auch im sauren Bereich. Der mineralische Aufbau der Tonmatrix wurde in zahlreichen Sandsteinproben röntgenographisch untersucht. Die qualitative Zusammensetzung der Matrix weicht im allgemeinen, insbesondere in den diagenetisch wenig fortgeschrittenen Bereichen, nur geringfügig vom mineralischen Aufbau der begleitenden Schiefertone ab. Neben dem muskovitisch-illitischen Hauptbestandteil wurden geringe Anteile von Kaolinit in der detritischen Tonmatrix nachgewiesen. Dieser mikrokristalline Kaolinit der Tonmatrix (Abb. 3) wurde mikroskopisch nicht mehr erkannt.

Eine weitere Neubildung, die sich zeitlich nach der Anlagerung von sekundären Quarzsäumen einordnet, ist die Kaolinitisierung von Kalifeldspäten. Umwandlung dieser Art konnte hauptsächlich in den Sandsteinhorizonten beobachtet werden, deren detritischer Feldspatanteil relativ groß ist. Im allgemeinen werden jedoch auch die Kalifeldspäte dieser Sandsteinhorizonte außerdem von der Tonmatrix verdrängt, so daß die Umbildung der Kalifeldspäte zu Kaolinit möglicherweise auch über das Zwischenstadium einer Tonmatrixbildung abgelaufen sein könnte. Untergeordnet wurde Kaolinit an den aufflasernden Enden von detritischen Muskovitaggregaten beobachtet. Diese Neubildung von Kaolinit dürfte mit der Umbildung der Tonmatrix durch Kaolinit parallel verlaufen sein.

Die Einordnung der Karbonate Dolomit/Ankerit und Calcit in die Zementationsabfolge der Sandsteine wird durch die Rekristallisation der feinskörnig-pigmentierten Sideritaggregate sehr erschwert. Dolomit/Ankerit und Calcit sind beides spätdiagenetische Bildungen, hingegen dürfte sich die Rekristallisation der feinstkörnig-pigmentierten Sideritaggregate über längere Zeiten des Diageneseablaufes

erstreckt haben. Der Dolomit/Ankerit wurde bevorzugt in den Sandsteinen des Faziestyps B gefunden und konnte hier meist in der Nachbarschaft hangender oder liegender Schiefertonbänke beobachtet werden. Auf die Zusammenhänge zwischen karbonatischen Sandstein-Porenfüllungen und Tonsteinen haben sowohl Winterhalter (1934) als auch Fothergill (1955) aufmerksam gemacht. Danach darf man annehmen, daß mit zunehmender Absenkung die immer stärker komprimierten Tone ihr gebundenes Wasser zusammen mit Ca- und Mg-Ionen in den Porenraum der Sandsteine abgeben. Die Bildung des karbonatischen Zementes erfolgte dann bevorzugt in den Sandsteinpartien, deren Porosität in diesem Stadium der Diagenese noch relativ groß war oder im Liegenden von Schiefertonbänken, die eine Art Lösungsstau für die aufwärts strebenden Wässer bildeten. In der Mehrzahl der untersuchten Profile konnten etwas größere Anteile von Dolomit/Ankerit in den Sandsteinen mit zunehmender Teufe beobachtet werden. Der Dolomit/Ankerit hat sich dabei in die Sandsteine „eingefressen". Die Resorption von Quarz durch Karbonat wurde u. a. von Siever (1959), Esch (1962) und Scheere (1964) beschrieben. Nach Miller (1952) kann für den Calcit eine Abnahme der Löslichkeit mit zunehmender Temperatur beobachtet werden, während die Löslichkeit von Kieselsäuren (Krauskopf 1959) mit Erhöhung der Temperatur ansteigt. Aus dieser Beziehung kann eine Resorption von Quarz durch Karbonat abgeleitet werden. In den karbonatischen Partien der Sandsteine wurden häufig mikrokristalline Aggregate von Quarz (? Chalcedon) beobachtet. Es ist anzunehmen, daß die resorbierte Quarzsubstanz bei geringsten lokalen Löslichkeitsunterschieden in Form von mikrokristallinem Quarz in den karbonatreichen Partien ausfällt.

a) Diagenese der Tonmatrix II

Auf den unterschiedlichen Ablauf der Serizitneubildung in den Faziestypen der Sandsteine ist bereits weiter oben (S. 25) eingegangen worden. Die Neubildung von Serizit in Abhängigkeit von der Teufe wurde in allen Profilen beobachtet und kann als echte progressive Diagenese angesehen werden. Bei der Umwandlung der Tonmatrix sowie des Kaolinits zu Serizit sind andere detritische Komponenten nicht oder nur untergeordnet beteiligt. Einen unmittelbaren Zusammenhang zwischen der Ankeritbildung und der Serizitisierung, wobei das Kalium des Serizits aus den umgewandelten Kalifeldspäten bezogen wird (Scherp 1963), konnte nicht beobachtet werden. Die Menge an Kalium, die zur Serizitbildung benötigt wird, muß nicht zwangsläufig aus einem gleichzeitigen Feldspatzerfall abgeleitet werden, sondern kann schon vor der Serizitisierung adsorptiv sowohl in der Tonmatrix als auch an den Kaolinit gebunden gewesen sein. Bemerkenswert sind die ± gleichen Kaliumgehalte pelitischer Sedimente unterschiedlichen Alters und Metamorphosegrades, deren Analysenergebnisse Pettijohn (1957, S. 344) zusammenstellte.

Im folgenden werden die Beobachtungen des Diageneseablaufes in den Sandsteinen und Schiefertonen der einzelnen Profile kurz erläutert:

In der Bohrung Münsterland 1 (Abb. 2) konnte in den Sandsteinen beider Faziestypen ein Vorherrschen von Serizit gegenüber Kaolinit beobachtet werden. Der erste kaolinitfreie, nur noch serizitführende Sandstein des Faziestyps B wurde im Liegenden von Flöz 84 beobachtet. Die untersuchten Schiefertone der Kernstrecken zeigen — mit Ausnahme der Kernstrecken 2090,5—2108,0 m und 2472,5—2485,4 m — größere Kaolinitgehalte. Die Sandsteine des Faziestyps A der Bohrung Münsterland 1 zeichnen sich durch größere Kaolinitanteile in den

Bereichen aus, wo in den Sandsteinen des Faziestyps B nur noch sporadisch Kaolinit gefunden wurde.

Im Hangenden des Sandsteins 7 der Bohrung Lippermulde 2 (Abb. 6) wurde ein Vorherrschen von Kaolinit gegenüber Serizit in den Sandsteinen des Faziestyps B nachgewiesen. In den folgenden liegenden Sandsteinen des Faziestyps B (8—17) konnten größere Anteile von Serizit gegenüber Kaolinit beobachtet werden. Der Sandstein 18 ist praktisch frei von Kaolinit und führt nur noch Serizit. Die gleiche Verzögerung der Serizitbildung in den Sandsteinen des Faziestyps A und in den Schiefertonen konnte — wie in der Bohrung Münsterland 1 — auch in der Bohrung Lippermulde 2 beobachtet werden. Die geringmächtigen Sandsteinhorizonte im Liegenden des Sandsteins 18 führen noch Kaolinit, und in den Schiefertonen im Hangenden des Sandsteins 17 wurden größere Mengen von Kaolinit nachgewiesen.

In der Bohrung Rehden 19 (Abb. 7) ließen sich zwei Bereiche in den Sandsteinen des Faziestyps B ausgliedern: ein hangender Bereich, in dem bis zu der Probe 20 ein Vorherrschen von Kaolinit gegenüber Serizit beobachtet wurde, und ein liegender Bereich, der sich durch größere Serizitanteile gegenüber kleineren Gehalten von Kaolinit auszeichnet. In den begleitenden Schiefertonen wurden größere Mengen von Kaolinit auch im liegenden Bereich gefunden.

Die Sandsteine beider Faziestypen führen im Hangenden der Bohrung Smeekley (Abb. 8) nur Kaolinit. Im Chatsworth Grit sowie im Sandsteinhorizont aus dem Hangenden des Chatsworth Grit wurde in den Sandsteinen des Faziestyps B kein Kaolinit nachgewiesen. In beiden Horizonten wurden nur Spuren von neugesproßtem Serizit beobachtet. Im liegenden Abschnitt des Chatsworth Grit, der dem Faziestyp A entspricht, wurden jedoch Spuren von Kaolinit und Serizit beobachtet, und in den Schiefertonen konnten größere Kaolinitgehalte noch im Hangenden des Chatsworth Grit nachgewiesen werden.

In den Proben der Crawshaw Flags (Abb. 9) wurde nur in den verwässerten Bereichen der Bohrung Bothamsall 1 und Egmanton 61 sporadisch Serizit neben geringen Kaolinitanteilen gefunden.

Zusammenfassend lassen sich über die Umbildungen der Tonminerale in den Sandsteinen der untersuchten Profile die folgenden Aussagen machen: In den Sandsteinen beider Faziestypen wurde die Neubildung von Kaolinit und Serizit beobachtet. In Abhängigkeit der Teufe (nicht vom stratigraphischen Niveau, was schon R. Teichmüller 1962, S. 1248 vermutete) kann eine Vergrößerung des Serizitgehaltes bei gleichzeitiger Verminderung des Kaolinitanteiles und wechselseitiger Umbildung der detritischen Tonmatrix (Abb. 5) in den Sandsteinen des Faziestyps B — vermutlich durch die größere Wegsamkeit der Lösungen bedingt — am deutlichsten abgelesen werden. In den Sandsteinen des Faziestyps A sowie in den Schiefertonen wird die Serizitneubildung und Kaolinitumbildung wahrscheinlich durch primärsedimentologische Einflüsse stärker gehemmt bzw. aufgehalten. Für die Schiefertone des Ruhrkarbons nehmen Gade & Kirsch (1961) an, daß die von den Tonmineralen im hohen Maße adsorbierten organischen Verbindungen der beigemengten humosen Substanz „im Verlauf des geologischen Geschehens diagenetische und metamorphe Einflüsse retardiert" haben.

Auf Grund der beobachteten Umbildungen der Tonminerale in den Sandsteinen des Faziestyps B lassen sich die folgenden Bereiche aufstellen:

a) ein vorherrschend kaolinitführender Bereich (Bohrung Smeekley)
b) dem sich ein Übergangsbereich im Liegenden anschließt, in dem beide Minerale, Kaolinit und Serizit, beobachtet wurden und der sich deshalb in einen oberen Teil — Kaolinit > Serizit — und einen unteren

Teil — Serizit > Kaolinit — gliedert (Bohrungen Rehden 19, Lippermulde 2 und Münsterland 1)

c) im Liegenden folgt dem Übergangsbereich ein kaolinitfreier, serizitführender Bereich (Bohrung Lippermulde 2, Münsterland 1 und bedingt Smeekley).

In einer Reihe von Arbeiten haben die russischen Autoren Kossovskaya & Shutov (1958), Kossovskaya (1960) und Perozio (1960) in Geosynklinal- und Plattformsedimenten zonale Mineralabfolgen beschrieben, die sich wie folgt zusammenfassen lassen:

1. Zone des unveränderten Tonzements: Sie wird in den Sedimenten der Plattform und in den oberen Horizonten in randlichen Teilen der Geosynklinale bis zu einer Teufe von 1500—2000 m beobachtet. Das Porenvolumen der Sandsteine beträgt 40—20 Vol.-%. Ein typisches Kennzeichen dieser Zone ist die sehr unterschiedliche Zusammensetzung des Tonzements der Sandsteine, wofür die verschiedenen faziellen Bildungsbedingungen der Sedimente verantwortlich sind. Eine Ausnahme bilden die Sandsteine der kohlenführenden Formation. In ihnen ist die detritische Tonmatrix durch die speziellen faziellen Einflüsse weitgehend zu Kaolinit umgewandelt. Auf diese Tatsache haben Kossovskaya & Shutov (1964) besonders eingehend hingewiesen.
   Weitere typische Kennzeichen der 1. Zone sind bikarbonat-, sulfat- und chlorithaltige Wässer, die für die Auflösung von instabilen Komponenten — wie Pyroxene, Amphibole, Feldspäte etc. — verantwortlich sind.
2. Zone des veränderten tonigen Zements: Sie wird in den Sedimenten der Plattform nur in den liegenden Horizonten und in den Gesteinen der Geosynklinale und deren randlich gefalteten Strukturen mit einer Mächtigkeit bis zu ca. 6000 m beobachtet. Die Porosität der Sandsteine verringert sich in dem liegenden Teil der Zone bis auf 5—4 Vol.-%. Das charakteristische Merkmal dieser Zone ist die Umwandlung von Kaolinit in Hydroglimmer und das völlige Verschwinden von Montmorillonit. Andere typische Kennzeichen sind die Veränderungen der sedimentären Strukturen in den Sandsteinen.
3. Zone mit quarzitähnlichen Strukturen und Serizit-Chlorit-Zement: Diese Zone fehlt in den Sedimenten der Plattform und wird nur in Geosynklinalen beobachtet. Die Umbildung der Gesteine erfolgte hier nicht nur durch Absenkung sondern auch durch Stress.
4. Zone der stachelförmigen (spine-like) Strukturen und Muskovit-Chlorit-Zement: Sie wird nur in den Faltenzentren beobachtet und geht im Liegenden in die obere Zone der Regionalmetamorphose über.

Eine völlige Identität der Tonmineralabfolge in den Sandsteinen der untersuchten Profile Nordwestdeutschlands und den East Midlands mit den Zonen von Kossovskaya & Shutov (1958) ist kaum zu erwarten, weil die primären, faziellen Bildungsbedingungen in der kohlenführenden Formation ihren Einfluß schon in der 1. Zone geltend machen. In dieser Formation folgt nach Kossovskaya & Shutov (1964) im Liegenden der vorwiegend kaolinitführenden Zone ein Bereich, in dem sich „nouvelles associations des minéraux argileux et des silicates apparentés avec des structures stratifiées" beobachten lassen. Danach darf die zonale Tonmineralabfolge der russischen Autoren aus dem Jahre 1958 nur bedingt als generelles Schema für die kohlenführende Formation aufgefaßt werden.

Die beobachtete Tonmineralabfolge in den Sandsteinen (insbesondere in denen des Faziestyps B der untersuchten Profile findet eine Parallele in dem zonalen Aufbau des Nebengesteins der Erzgänge von Butte/Montana (Sales & Meyer 1948). Die Veränderung des Quarzmonzonits beginnt mit der Umbildung von Hornblenden und Biotiten in Chlorite. In Richtung auf den Erzgang schließt sich eine Montmorillonitzone an, in der der Montmorillonit hauptsächlich aus der Um-

wandlung der Plagioklase hervorgeht. Als nächster Bereich konnte eine Kaolinitzone beobachtet werden. In ihr wird der Montmorillonitanteil bis auf einen geringen Rest reduziert und untergeordnet zu Chlorit umgewandelt. Die Orthoklase der Kaolinitzone sind nur sporadisch kaolinitisiert. Dem Erzgang am nächsten liegt die Serizitzone. Sie wird hauptsächlich aus Serizit, Quarz und Pyrit aufgebaut. In der Serizitzone sind die verbliebenen Silikate des Quarzmonzonits stark umgewandelt. Beide Autoren geben in Übereinstimmung mit Gruner (1944) für den Serizit eine untere Bildungstemperatur von 300° C an.

b) Zur Frage der Öleinwanderung

In den East Midlands wurden die Crawshaw Flags im verölten Bereich der Bohrungen Egmanton 1 und 4 und im verwässerten Bereich der Bohrungen Bothamsall 1 und Egmanton 61 untersucht (Abb. 9; Tab. 9). Die charakteristischen Unterschiede im mineralischen Aufbau der Crawshaw Flags der beiden Bereiche sind:

Im verölten Bereich das Vorherrschen von Kaolinit, im verwässerten Bereich der geringe Kaolinitanteil, die Anwesenheit von Calcit im oberen Teil der Bohrung Bothamsall 1 und Spuren von neugespoßtem Serizit. Diese Beobachtungen stehen in einem gewissen Gegensatz zu den Untersuchungsergebnissen von Zimmerle (1963) und Füchtbauer & Goldschmidt (1963) die in den verwässerten Bereichen mesozoischer Sandsteine etwas größere Kaolinitgehalte bzw. eine Erhöhung des Ordnungsgrades von Kaolin zu Kaolinit nachwiesen, während die verölten Sandsteine geringere Kaolinitmengen führen. Die Autoren machen für diesen Unterschied die diagenesehemmende Wirkung der Ölimprägnation im verölten Bereich verantwortlich. In den oberkarbonischen Proben der Crawshaw Flags konnten im verölten Bereich der Bohrung Egmanton 1 keine Einschlüsse von Kohlenwasserstoffen in den spätdiagenetischen Bildungen des Dolomit/Ankerit papierchromatographisch nachgewiesen werden. Demnach müßte die Öleinwanderung zeitlich nach dem Abschluß der diagenetischen Prozesse erfolgt sein.

Als Erklärung für die Unterschiede im mineralischen Aufbau der Crawshaw Flags des verölten und verwässerten Bereiches bieten sich die folgenden Möglichkeiten an:

(1) In Anlehnung an die zonale Tonmineralabfolge müßte ein Teufenunterschied vor der Öleinwanderung angenommen werden, d. h. Sandsteine, die sich heute durch eine Ölführung und größere Kaolinitanteile auszeichnen, haben bereits zur Zeit der Öleinwanderung in den strukturhöchsten Positionen gelegen. Die Sandsteine der verwässerten Bereiche, mit wenig Kaolinit, Spuren von Serizit und etwas Calcit, nahmen hingegen die strukturtiefsten Positionen schon während der Öleinwanderung ein.

(2) Nimmt man eine Öleinwanderung für die Crawshaw Flags nach Ablagerung der permischen Evaporitserien an, so sind — ähnlich wie in den mesozoischen Sandsteinen — seit dem Perm die diagenetischen Prozesse in den ölimprägnierten Sandsteinen gehemmt bis aufgehalten worden. Demgegenüber hatten die diagenetischen Umbildungen in den verwässerten Sandsteinen vergleichsweise längere Zeiträume zur Verfügung, um nicht nur — wie im Mesozoikum — mehr Kaolinit zu bilden, sondern um möglicherweise den bereits gebildeten Kaolinit in glimmerähnliche Minerale (Serizit) umzubauen. In noch älteren Gesteinen des Kambro-Ordoviziums der algerischen Ölfelder von Hassi Messaoúd und El Gassi wurden dieselben Phänomene — Umbildung des Kaolinit in verwässerten Bereichen — von Kulbicki & Millot (1963) beschrieben.

Während sich die Annahme eines primären Teufenunterschiedes (1) von selbst — durch das geringe Relief der Strukturen — verbietet, dürfte die Umbildung des Kaolinits zu „glimmerähnlichen Mineralen" in den verwässerten Bereichen der Crawshaw Flags als die beste Erklärung für die unterschiedliche Mineralführung angesehen werden.

II. Parameter der Sandsteindiagenese

Die Porosität von Sandsteinen und Schiefertonen, die Verteilung der Porenradien in den Sandsteinen und die Inkohlung der begleitenden Kohlenflöze bilden die Parameter der Tonmineralabfolge in den Sandsteinen der Profile (Abb. 2, 6, 7, 8) sowie die Werte von Sandsteinporosität und Inkohlung der Bohrung Hoya Z 1 nach Hecht u. a (1962).

Die Werte der mittleren Sandsteinporosität zeigen in allen Profilen eine deutliche Porositätsreduktion in Abhängigkeit von der Teufe (Abb. 10). Diese Reduktion verläuft in den einzelnen Profilen sehr unterschiedlich, und die Porositätswerte der Profile lassen untereinander nur selten vergleichbare Werte innerhalb des entsprechenden Diagenesebereiches erkennen. Eine der Ursachen für den variierenden Porositätsverlauf in den Sandsteinen der Profile ist die Wechsellagerung von Sandsteinen der beiden Faziestypen, deren unterschiedliches diagenetisches Verhalten die Sandsteinporosität zu einem sehr unvollkommenen Parameter macht.

Weitaus besser kann die Beziehung zwischen Diagenese und Porenraumreduktion in den Sandsteinen mit Hilfe von Kapillardruckmessungen aufgeklärt werden. In allen Profilen (Abb. 10)[4] läßt sich eine Verschiebung in der Verteilung der Porenradien mit zunehmender Serizitisierung in die kleineren Größenbereiche ablesen. Danach verringert sich in den Sandsteinen mit zunehmender Serizitisierung nicht nur die absolute Größe des Porenraumes, sondern auch sein struktureller Aufbau.

In Hinblick auf die Tonmineralabfolge der Sandsteine erfolgt die Abgabe der Flücht. Bestandteile in den einzelnen Profilen sehr unterschiedlich. In der Bohrung Lippermulde 2 vollzieht sich die Verringerung der Flücht. Bestandteile von 40 % auf 32 % in sehr kleinen Schritten, obwohl drei Diagenesebereiche in den Sandsteinen erkannt worden sind (Abb. 11). Wesentlich schneller verläuft in der Bohrung Münsterland 1 (von ca. 33 % auf ca. 7 %) die Abgabe der Flücht. Bestandteile. In den Sandsteinen wurden hier jedoch nur zwei Diagenesebereiche beobachtet.

Bei den Schiefertonen wurde die stärkste Abnahme der Porosität in der Bohrung Rehden 19 gefunden (Abb. 11). Ihr folgen nach dem Grad der Porositätsreduktion die Bohrungen Smeekley, Lippermulde 2, Hoya Z1 und Münsterland 1. Weil ein annähernd gleicher mineralischer Aufbau der Schiefertone die Voraussetzung für vergleichende Studien mit Hilfe der Schiefertonporosität bildet, sind in allen Profilen Durchschnittsproben röntgenographisch untersucht worden, deren Ergebnisse eine ± gleiche mineralische Zusammensetzung ergeben haben.

III. Zur Frage der Versenkungsteufe

In zahlreichen Arbeiten (in von Engelhardt 1960) wurde die Porosität der Tonsteine zur Bestimmung der relativen Versenkungsteufe herangezogen. Allen Untersuchungen liegt das charakteristische Verhalten der Tonsteine zugrunde,

[4] Die beiden Diagramme der Bohrung Münsterland 1 sind der Arbeit von Beeg (1964) entnommen.

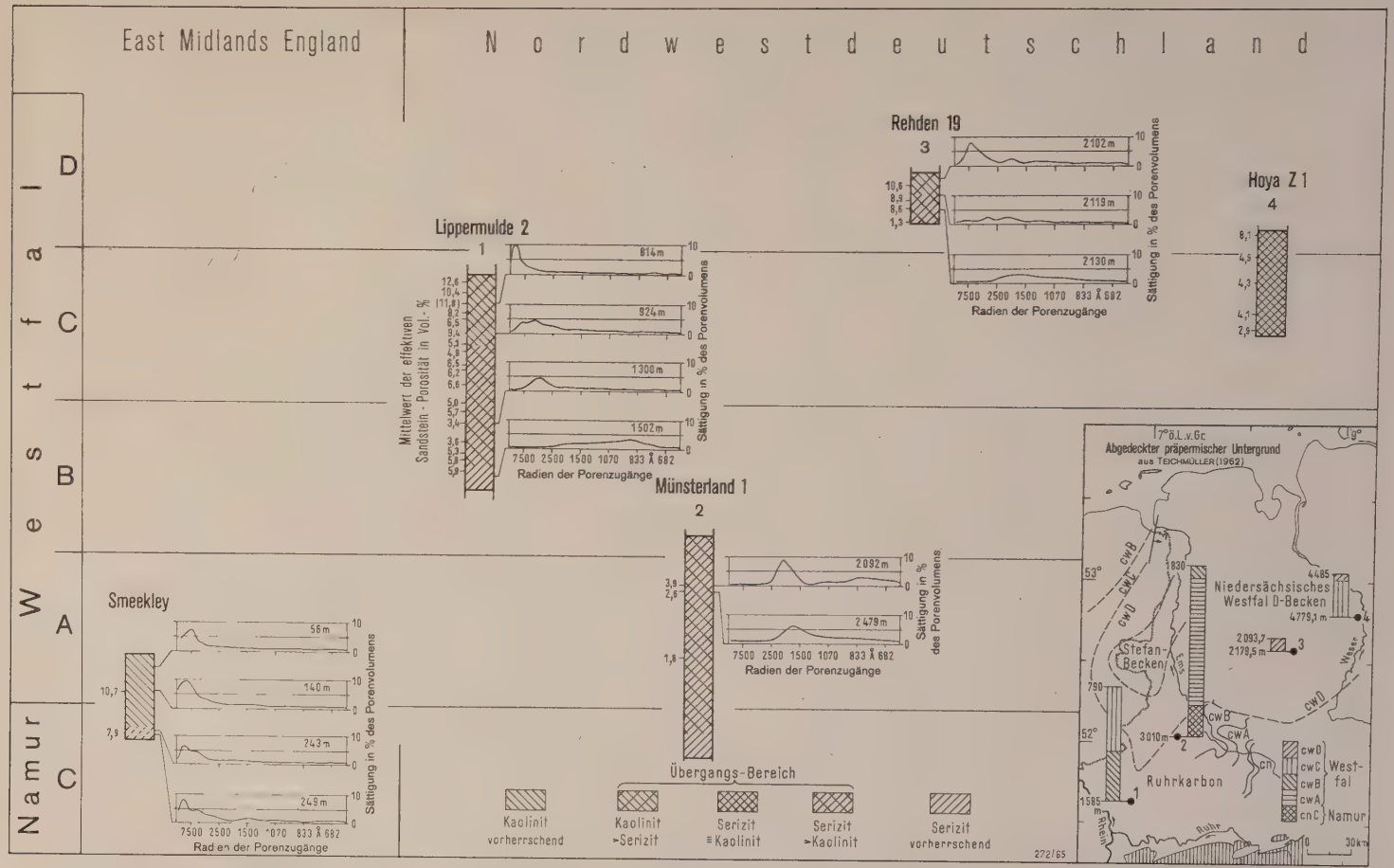


Abb. 10. Schematische Darstellung der Sandsteindiagnese in Beziehung zur mittleren Porosität und zu den Radien der Porenzugänge

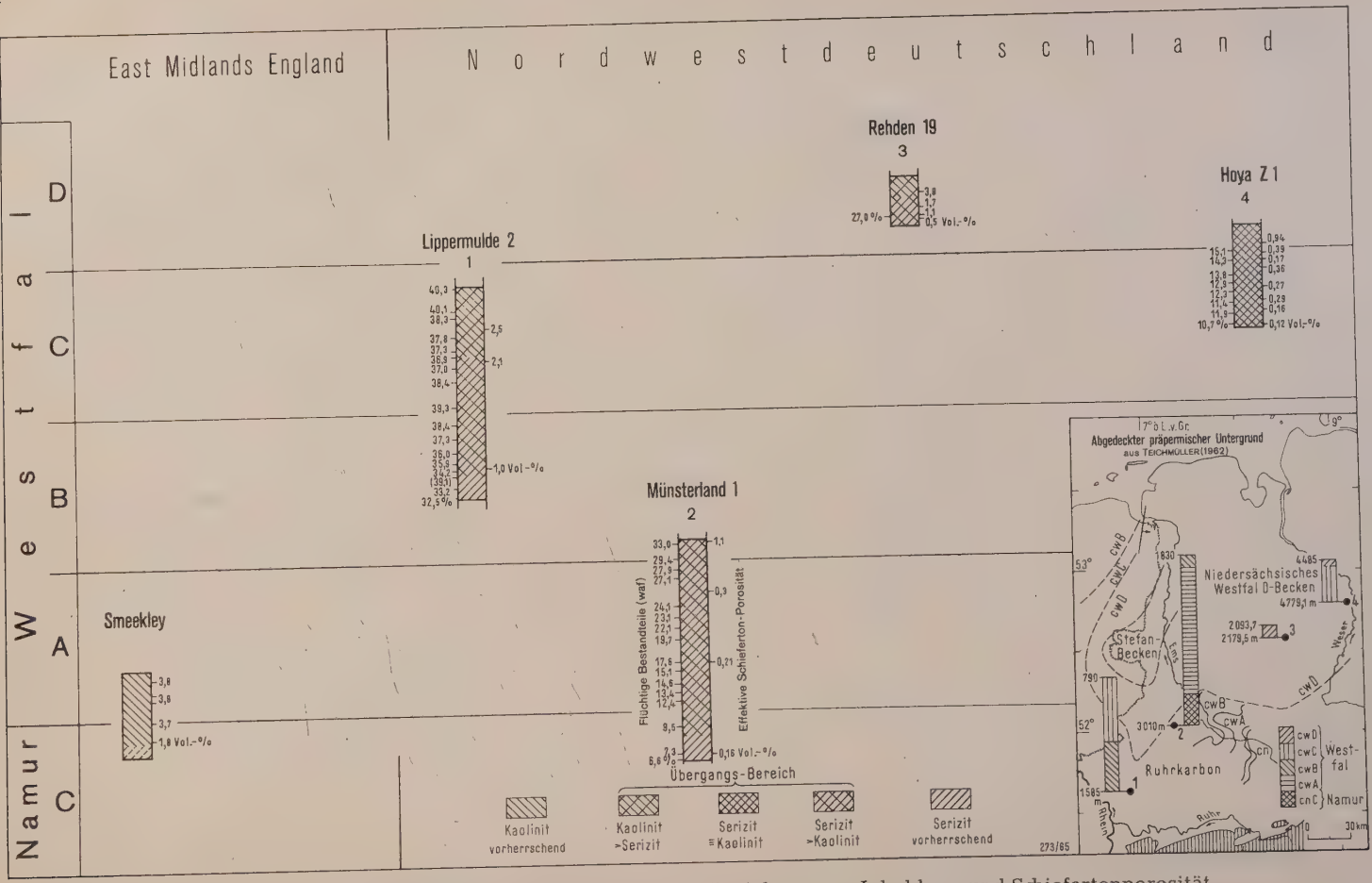


Abb. 11. Schematische Darstellung der Sandsteindiagenese in Beziehung zur Inkohlung und Schiefertonporosität

daß sie ihre einmal erreichte Verdichtung im weiteren Verlauf der geologischen Geschichte beibehalten. Bei der Inkohlung der organischen Substanz (u. a. die Abgabe ihrer Flücht. Bestandteile) gilt im Steinkohlenstadium die Hilt'sche Regel (M. & R. Teichmüller 1958). Im allgemeinen hängt der erreichte Inkohlungsgrad von der höchsten Temperatur ab, der die Flöze ausgesetzt waren. Der Gebirgsdruck hat kaum Einfluß auf den Inkohlungsvorgang.

Aus der Gegenüberstellung von Mittelwerten der Inkohlung und Schiefertonporosität, die beide in Abhängigkeit von der Teufe aufgetragen sind (Abb. 12), geht hervor, daß die Bohrung Hoya Z 1 die am tiefsten abgesenkten Kohlenflöze mit einem Inkohlungsgrad von 15,1—10,7 % Flücht. Bestandteile angetroffen hat. In der Bohrung Münsterland 1 lassen sich Kohlenflöze des gleichen Inkohlungsstadiums in wesentlich geringeren Teufen beobachten, während die Gradienten der Inkohlung in beiden Bohrungen einen ± parallelen Verlauf zeigen. Für die Erklärung der gleichen Inkohlung in verschiedenen Teufenlagen bei ± gleichem

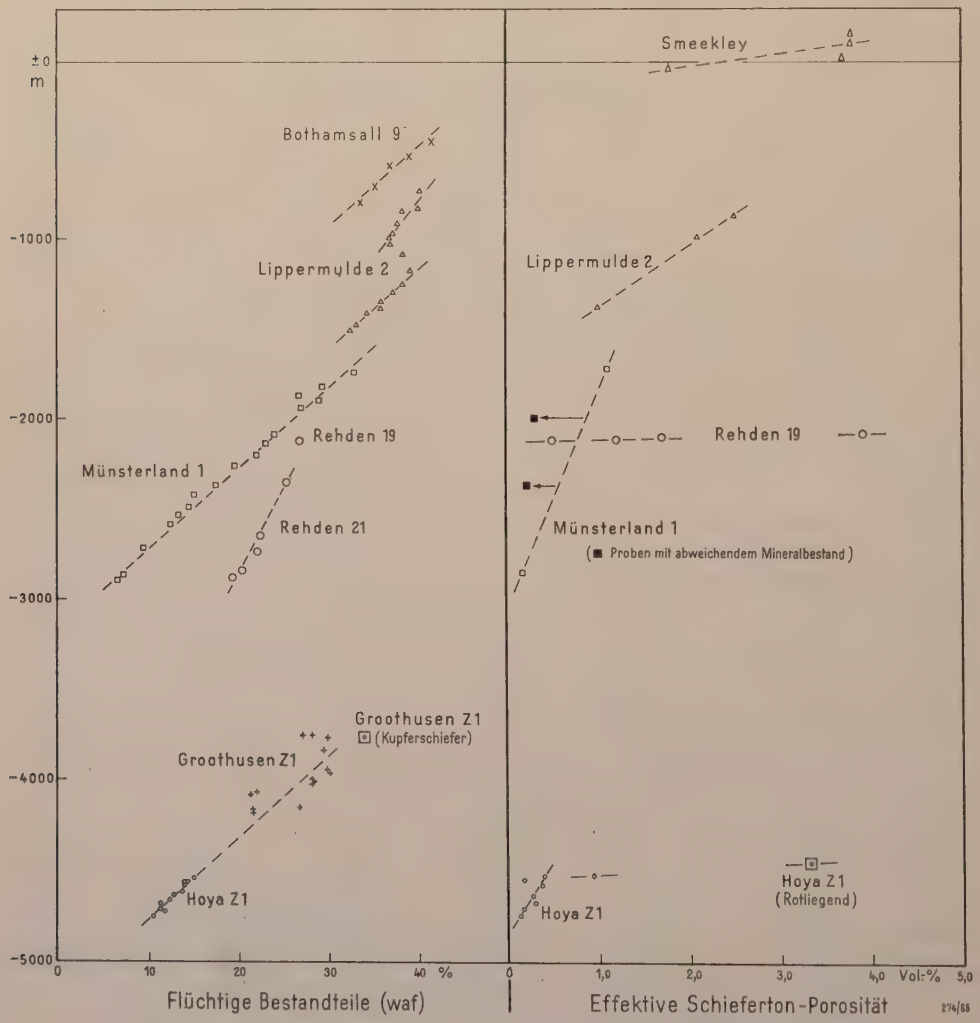


Abb. 12. Teufenabhängigkeit der Inkohlung und Schiefertonporosität

Gradienten ist die Annahme einer geringen geothermischen Tiefenstufe im Karbon — in Übereinstimmung mit Kuyl & Patijn (1961) und Patijn (1964) gegenüber der Tiefenstufe der heutigen Zeit von ca. 30 m/1° C (Fabian 1955) sehr wahrscheinlich. Nach Patijn (1964) war die Inkohlung der Flöze zum Ende des Karbons abgeschlossen, und eine spätere Temperaturerhöhung bei weiterer Absenkung konnte erst dann das erneute Einsetzen der Inkohlungsprozesse bewirken, wenn die bereits im Karbon erreichten Temperaturen wieder überschritten wurden. Als Beispiel für einen möglichen Ausgleich zwischen karbonischen und postkarbonischen Bedingungen kann die Bohrung Groothusen Z 1 (Trusheim 1959) angesehen werden (Abb. 12). Hier dürften auf Grund der Inkohlungsdaten der karbonischen Flöze und des permischen Kupferschiefers (Gedenk u. a. 1964) die Temperaturen der heutigen Teufenlage annähernd denen des Karbons entsprechen, denn ein Diagenesesprung kann zwischen Karbon und Perm nicht angenommen werden. Der Inkohlungsverlauf der Bohrung Rehden 21, der hier stellvertretend für die untersuchte Bohrung Rehden 19 angegeben ist, zeigt mit seinem abweichend steilen Verlauf eine deutliche postkarbonische Beeinflussung. Im Gegensatz zu den Inkohlungsdaten der anderen Bohrungen entstammen die Werte der Bohrung Rehden 21 einem im Karbon fündigen Gasfeld. Die Unregelmäßigkeiten im Inkohlungsverlauf der Bohrung Lippermulde 2 finden ihre Erklärung darin, daß in gering inkohlten Steinkohlen mit mehr als 31 % Flücht. Bestandteilen nicht mehr der Gehalt an Flücht. Bestandteilen, sondern der Heizwert den besten Inkohlungsmaßstab bildet (M. & R. Teichmüller 1958). Die Inkohlung der Bohrung Bothamsall 9 aus der Ölprovinz von Eakring zeigt einen ± gleichen Verlauf wie die der Bohrungen Nordwestdeutschlands.

Im Gegensatz zu dem ± parallelen Inkohlungsverlauf zeigen die Mittelwerte der Schiefertonporosität sehr unterschiedliche Gradienten (Abb. 12). Diese Beobachtungen werden durch Untersuchungen in der Emscher-Mulde des Ruhrkarbons bestätigt, wo Esch (1962) Unterschiede im Verdichtungsverlauf der Schiefertone gegenüber der Inkohlung feststellen konnte (Abb. 13). Während sich in der Inkohlung nur die erste Anlage der Emscher-Mulde vor dem aufsteigenden Gelsenkirchener Sattel durchpaust, zeichnet die Schiefertonporosität den Verlauf der Mulde im Niveau des Flözes beinahe vollständig nach. Überträgt man diese Erkenntnisse in die Vertikale, so darf aus dem ± parallelen Inkohlungsverlauf der Profile abgeleitet werden, daß der Inkohlungsprozeß zeitlich früher zu einem Abschluß gekommen sein wird als die Verdichtung der begleitenden Schiefertone. Ihre Porosität hat sich — in Anlehnung an die Beobachtungen in der Emscher-Mulde — je nach paläogeographischer Lage weiter differenziert, was in den unterschiedlichen Porositätsgradienten zum Ausdruck kommen dürfte.

Als Beispiel für noch nicht ausgeglichene Gegensätze zwischen karbonischen und postkarbonischen Bedingungen kann die Bohrung Hoya Z 1 angesehen werden. In dieser Bohrung darf auf Grund von Schiefertonporositäten mit einem „Diagenesesprung" zwischen Karbon und Rotliegendem gerechnet werden, worauf Hecht u. a. (1962), ausgehend von anderen Beobachtungen, schon aufmerksam gemacht haben. Die Schiefertonporosität des Rotliegenden der Bohrung Hoya Z 1 bildete den Ausgangspunkt für die Bestimmung der heutigen Teufe, die — bei der Annahme von rezenten Bedingungen — den karbonischen Verhältnissen entsprechen würde. In tertiären Tonsteinen Venezuelas konnte Hedberg (1936) eine lineare Abhängigkeit des relativen Porenvolumens mit dem Logarithmus der Teufe nachweisen. Diese empirisch gefundene Beziehung haben eine Reihe anderer Autoren (vgl. in von Engelhardt 1960) in verschiedenen Sedimentationsbecken bestätigt. In der Abb. 14 ist auf die Umrechnung der Porositätswerte in die rela-

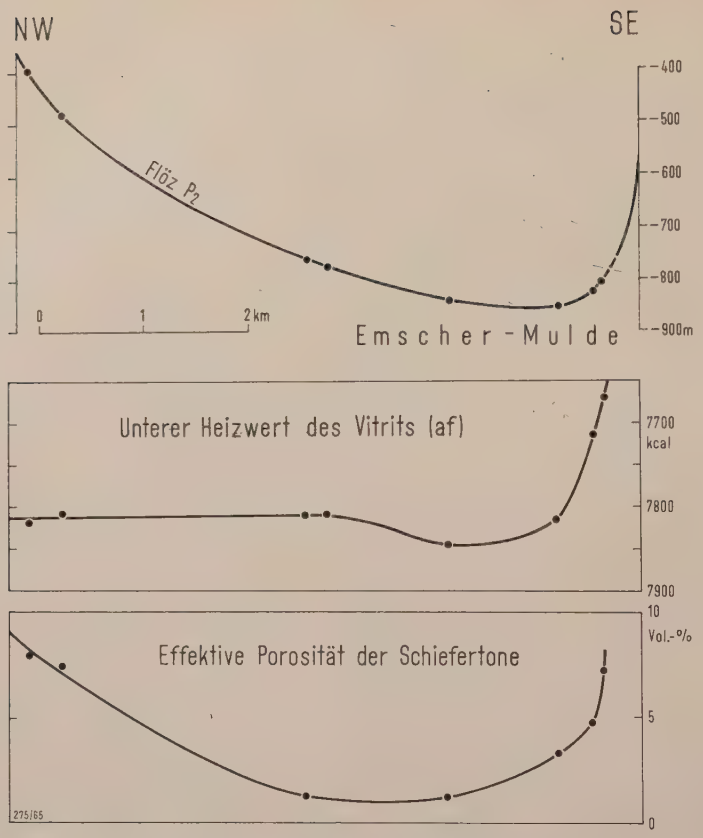


Abb. 13. Beziehung zwischen Inkohlung und Schiefertonporosität in der Emscher-Mulde

tiven Porenvolumina verzichtet worden, weil sich in dieser Größenordnung der Porosität beide Werte nur unwesentlich voreinander unterscheiden. Wie in der Abb. 12 können auch hier unterschiedliche Gradienten im Verdichtungsverlauf der Schiefertone beobachtet werden, deren Ursache im nächsten Abschnitt zu klären sein wird. In der Bohrung Hoya Z 1 wurde, ausgehend von der Schiefertonporosität im Rotliegenden, der weitere Verdichtungsverlauf der karbonischen Schiefertone rekonstruiert. Danach müßten die Sedimente des Karbons der Bohrung Hoya Z 1 in der Größenordnung von 1000 m erneut abgesenkt werden, ehe sich wieder die karbonischen Verhältnisse einstellen. Daher dürfte die unter rezenten Bedingungen in den Sedimenten des Karbons der Bohrung gemessene Temperatur von 179° C (Hecht u. a. 1962) den karbonischen Verhältnissen nicht annähernd entsprochen haben.

IV. Sandsteindiagenese und Paläogeographie

Weil tonige Sedimente in Porositätsbereichen unter 5 % kaum einen linearen Verdichtungsverlauf zeigen (Gaida 1961), dürfen die unterschiedlichen Gradienten der Schiefertonporosität der einzelnen Profile als idealisierte Geraden eines kurvenförmigen Verdichtungsverlaufes angesehen werden. Für zeitlich äquivalente Schichtpakete der Bohrungen Münsterland 1 und Smeekley sind in einen kurven-

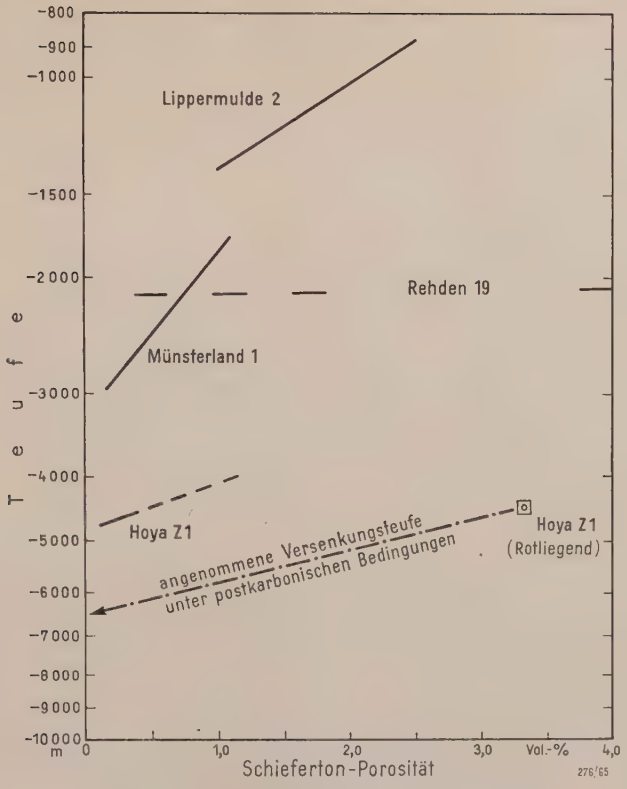


Abb. 14. Logarithmische Teufenabhängigkeit der Schiefertonporosität

förmig angenommenen Verdichtungsverlauf die Gradienten schematisch eingesetzt (Abb. 15, oberer Teil). Aus dem Vergleich der Mächtigkeiten beider Bohrungen geht hervor, daß im oberen Namur C und unteren Westfal A im Raume der Bohrung Münsterland 1 ca. viermal mehr Sediment abgelagert worden ist als im Raume der Bohrung Smeekley. Die Absenkungsgeschwindigkeit in der Bohrung Smeekley betrug demnach nur den 4. Teil der Absenkungsgeschwindigkeit in der Bohrung Münsterland 1. Die Folge der so unterschiedlichen Geschwindigkeiten ist in der Bohrung Münsterland 1 eine Porositätsreduktion der Schiefertone in sehr kleinen Schritten, während sich in der Bohrung Smeekley der Verdichtungsprozeß in relativ längeren Zeiträumen vollzog und dadurch wesentlich stärker differenziert wurde.

Der Verdichtungsverlauf der Schiefertone steht mit der Sandsteindiagenese der beiden Profile in folgendem Zusammenhang: In der Bohrung Münsterland 1 konnten in den untersuchten Sandsteinen des mehr als 1000 m mächtigen Sedimentpaketes nur zwei Diagenesebereiche auf Grund der Tonmineralabfolge beobachtet werden. In der Bohrung Smeekley folgen im Liegenden des vorherrschend kaolinitführenden Bereiches Sandsteinhorizonte, in denen, ohne einen Übergangsbereich zu zeigen, neugesproßter Serizit nachgewiesen wurde. Aus dieser Gegenüberstellung läßt sich mit Vorbehalt ableiten, daß bei der relativ langsamen Absenkung sogenannter Hochlagen ihre Sedimente einer relativ langen Periode der Diagenese unterworfen waren, was sich in der stärkeren Differenzierung inner-

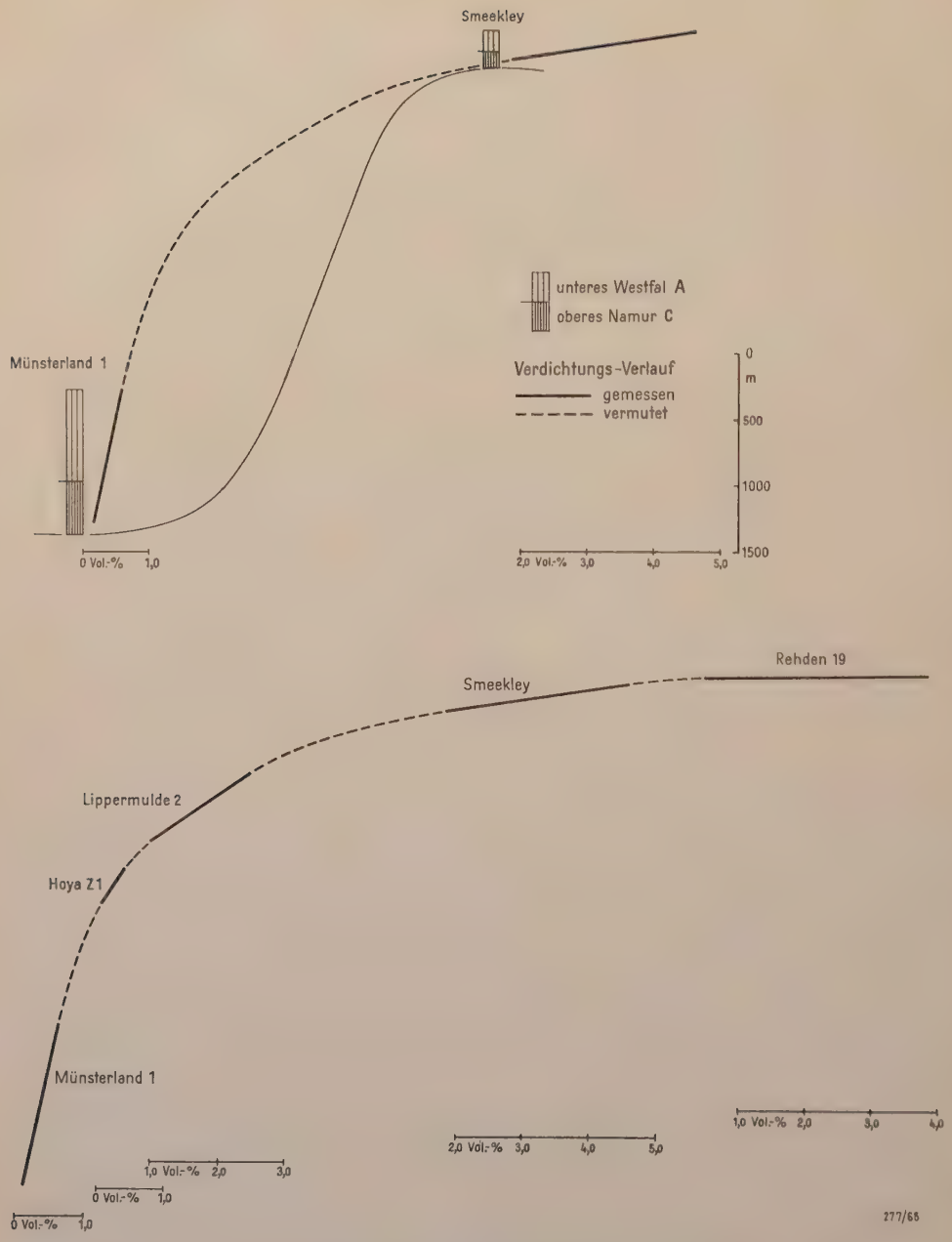


Abb. 15.
oberer Teil: Verdichtungsverlauf in Schiefertonen zeitlich äquivalenter Schichtpakete
unterer Teil: Schiefertonverdichtung im paläogeographischen Rahmen

halb der Tonmineralabfolge der Sandsteine und in einem flachen Verlauf der Schiefertonverdichtung dokumentiert. In den Sedimenten der Becken zeigt sich auf Grund einer relativ kurzen Periode der Diagenese und einer relativ schnellen Absenkung die diagenetische Differenzierung viel getarnter, worauf die wenig charakteristische Tonmineralabfolge in den Sandsteinen und der steile Verdichtungsverlauf der Schiefertone hinweisen. Auf diesen Zusammenhang haben auch Kossovskaya & Shutov (1964) aufmerksam gemacht.

Ausgehend von der beobachteten Tonmineralabfolge in den Sandsteinen der untersuchten Profile sind die Gradienten der Schiefertonporosität in den vermuteten Verdichtungsverlauf eingesetzt worden (Abb. 15, unterer Teil). Die stärkste diagenetische Differenzierung der Sandsteine und ein sehr flacher Verlauf der Schiefertonporosität wurden in der Bohrung Rehden 19 beobachtet. Ihr schließt sich die Bohrung Smeekley an, auf deren diagenetische Differenzierung bereits oben hingewiesen wurde. In der Bohrung Lippermulde 2 konnten innerhalb der Tonmineralabfolge der Sandsteine — in einem mehr als 700 m mächtigen Sedimentpaket — drei Bereiche ausgegliedert werden. Der Gradient der Schiefertonverdichtung dieser Bohrung nimmt eine Mittelstellung zwischen den Gradienten der Bohrungen Smeekley und Rehden 19 und den Bohrungen Hoya Z 1 und Münsterland 1 ein.

Zusammenfassend kann zur Diagenese der oberkarbonen Sandsteine und Schiefertone gesagt werden, daß der Grad ihrer Diagenese nicht allein von den diskutierten Faktoren, wie Sedimentationsmilieu, Temperatur und Druck abhängt, sondern sich auch die Einflüsse des durch die Paläogeographie vorgezeichneten Ablagerungsraumes sehr deutlich bemerkbar machen.

Für die beschriebenen Umwandlungen in den Sedimenten des Oberkarbons ist nach Schüller (1961) der Begriff Diagenese gerechtfertigt, denn der Inkohlungsgrad der begleitenden Flöze unterschreitet in keinem der untersuchten Profile die Anthrazit/Graphit-Grenze.

Der Deutschen Erdöl-Aktiengesellschaft, insbesondere den Herren Professoren Dr. W. Rühl und Dr. F. Hecht sowie meinen Lehrern an der Freien Universität Berlin, den Herren Professoren Dr. M. Richter und Dr. K. R. Mehnert, gilt für Anregung und Unterstützung bei den Untersuchungen mein besonderer Dank.

Von den Gesellschaften und Institutionen, die meine Arbeiten förderten, möchte ich der Geologenkommission der Bohrung Münsterland 1, der Gelsenkirchener Bergwerks AG, der Hibernia Bergbau AG, der Niederrheinischen Bergwerks AG und der Wintershall AG danken, ferner dem Department of Geology in Sheffield, dem BP Research Center in Sunbury-on-Thames und der BP Exploration in Eakring.

Für die Diskussionen während meiner Untersuchungen bin ich den Herren des Hauptlaboratoriums für Erdölgewinnung der Deutschen Erdöl-Aktiengesellschaft in Wietze sehr verbunden.

Literatur

Andel, Tj. van & Postma, H.: Recent sediments of the Gulf of Paria. — Reports of the Orinoco Shelf Exped., **1**, S. 1—245, Amsterdam (North-Holland Publ. Company) 1954

Beeg, H.: Porosität und Permeabilität der Oberkarbongesteine der Bohrung Münsterland 1. — Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **11**, S. 243—250, 5 Abb., 4 Tab., Krefeld 1963

Brunstrom, R. G. W.: Recently discovered oilfields in Britain. — Proc., 6. World Petroleum Congr., Sect. I — Paper 49, Frankfurt/Main 1963

Chayes, F.: Petrographic modal analysis. — 113 S., London (Wiley) 1956

Eckhardt, Fr.-J.: Über Chlorite in Sedimenten. — Geol. Jb., **75**, S. 437—474, Hannover 1958

Edwards, M. A. & Trotter, F. M.: The Pennines and adjacent areas. — Brit. reg. Geol., 86 S., London (Geol. Surv. and Mus.) 1954

Emery, K. O. & Rittenberg, S. C.: Early diagenesis of California basin sediments in relation to origin of oil. — Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., **36**, S. 735—806, Tulsa/Oklahoma 1952

Engelhardt, W. von: Möglichkeiten der quantitativen Phasenanalyse von Tonen mit Röntgenstrahlen. — Z. Kristallogr., **106**, S. 430—459, Frankfurt/Main 1955

— Der Porenraum der Sedimente. — Miner., Petrogr. in Einzeldarst., **2**, 207 S., Berlin, Göttingen, Heidelberg (Springer) 1960

Esch, H.: Zur Sedimentologie und Diagenese der Sandsteine und Schiefertone im Hangenden des Flözes P_2 (oberes Westfal B) in der Emscher-Mulde des Ruhrkarbons. — Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **3**, 2, S. 647—666, 4 Taf., 7 Abb., Krefeld 1962

Evans, W. D.: The organic solubilization of minerals in sediments. — Abstract, Symposium Organic Geochemistry, Milano 1962

Fabian, H.-J.: Carbon-Ratio-Theorie, geothermische Tiefenstufe und Erdgas-Lagerstätten in Nordwestdeutschland. — Erdöl u. Kohle, **8**, S. 141—145, Hamburg 1955

— Das Jungpaläozoikum zwischen Diepholz und Twistringen(Konzession Ridderade) und seine Erdgasführung. — Erdöl-Z., **7**, S. 33—49, Wien 1963

Falcon, N. L. & Kent, P. E.: Geological results of petroleum exploration in Britain 1945—1957. — Mem. geol. Soc. London, **2**, 56 S., London 1960

Fothergill, C. A.: The cementation of oil reservoir sands and its origin. — Proc. 4. World Petroleum Congr., Sect. I, S. 301—314, Rom 1955

Füchtbauer, H.: Zur Quarzneubildung in Erdöllagerstätten. — Erdöl u. Kohle, **12**, S. 605—613, Hamburg 1959

Füchtbauer, H. & Goldschmidt, H.: Beobachtungen zur Tonmineral-Diagenese. — Proc. Intern. Clay Conf., Stockholm 1963

Gade, M. & Kirsch, H.: Zur Kenntnis der Fein-Kornfraktion von Schiefertonen des Ruhrkarbons. — N. Jb. Miner., Abh., **96**, S. 79—94, Stuttgart 1961

Gaida, K.-H.: Über die Abhängigkeit der Verdichtung von Montmorillonit- und Kaolinittonen von Druck und Salzgehalt. — Diss. Tübingen 1961

Gedenk, R., Hedemann, H. A. & Rühl, W.: Oberkarbongase, ihr Chemismus und ihre Beziehungen zur Steinkohle. (Untersuchungsergebnisse aus Nord- und Westdeutschland). — C. R. 5. Congr. Intern. Stratigr., Géol. Carbonif. Paris 1963, **2**, S. 431—450, Paris 1964

Gilbert, Ch. M.: Cementation of some California Tertiary reservoir sands. — J. Geol., **57**, S. 1—17, Chicago 1949

Greensmith, J. T.: Lithology, with particular reference to cementation, of Upper Carboniferous sandstones in Northern Derbyshire, England. — J. sed. Petrol., **57**, S. 405—416, Tulsa 1957

Grim, R. E.: Clay Mineralogy. — 384 S., New York (McGraw-Hill) 1953

Gruner, J. W.: Hydrothermal alteration of feldspars in acid solutions between 300° and 400° C. — Econ. Geol., **39**, S. 578—589, Lancaster/Pa. 1944

Heald, M. T.: Stylolites in Sandstones. — J. Geol., **63**, S. 101—115, Chicago 1955

— Cementation of Simpson and St. Peter sandstones in parts of Oklahoma, Arkansas and Missouri. — J. Geol., **64**, S. 16—30, Chicago 1956

Hecht, F., Hering, O., Knobloch, J., Kubella, K. & Rühl, W.: Stratigraphie, Speichergesteins-Ausbildung und Kohlenwasserstoff-Führung im Rotliegenden und Karbon der Tiefbohrung Hoya Z 1. — Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **3**, 3, S. 1061—1074, 3 Taf., 1 Abb., Krefeld 1962

Hedberg, H. D.: Gravitational compaction of clays and shales. — Amer. J. Sci., **31**, S. 241—287, New Haven 1936

Heine, F.: Die Untersuchungsbohrungen der Gelsenkirchener Bergwerks-AG. in den Feldern Donar und Nordlicht/Lippermulde. — Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **3**, 3, S. 925—946, 11 Taf., 7 Abb., 4 Tab., Krefeld 1962

Huckenholz, H. G.: Sedimentpetrographische Untersuchungen an Gesteinen der Tanner Grauwacke. — Beitr. Miner. Petrogr., **6**, S. 261—298, Heidelberg 1959

Kahn, J. S.: The analysis and distribution of the properties of packing in sand-size sediments; 1. On the measurement of packing in sandstones. — J. Geol., **64**, S. 385—395, Chicago 1956

Karrenberg, H. & Meinicke, K.: Porosität und Raumgewicht von Sandsteinen des Ruhrkarbons. — Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **3**, 2, S. 667—678, 2 Taf., 3 Abb., 3 Tab., Krefeld 1962

Kerr, P. F.: Optical Mineralogy. — 3. Ed., 442 S., New York (McGraw-Hill) 1959

Kossovskaya, A. G.: Specific nature of epigenetic alteration of terrigenous rocks in platform and geosynclinal regions (Translation). — Dokl. Akad. Nauk SSSR, **130**, 1, S. 176—179, Moskva 1960

Kossovskaya, A. G. & Shutov, V. D.: Zonality in the structure of terrigene deposits in platform and geosynclinal regions (Translation). — Ecl. geol. Helvet., **51**, 3, S. 656—666, Basel 1958

— Rapport entre la composition minéralogique des argiles des formations charbonneuses et le conditions de sédimentation. — Résumés des Communications, 5. Congr. Intern. Stratigr. Géol. Carbonif. Paris 1963, Paris 1964

Krauskopf, K. B.: The geochemistry of silica in sedimentary environments. — Spec. Publ. Soc. Econ. Paleont. Miner., **7**, S. 4—19, Tulsa/Oklahoma 1959

Krumbein, W. C. & Garrels, R. M.: Origin and classification of chemical sediments in terms of pH and oxydation-reduction potentials. — J. Geol., **60**, S. 1—33, Chicago 1952

Krynine, P.: The Tourmaline group in sediments. — J. Geol., **54**, S. 65—87, Chicago 1946

Kulbicki, G. & Millot, G.: Diagenesis of clays in sedimentary and petroliferous series. — Proc., 10. Natl. Res. Council Clays & Clay Minerals Conf., Austin/Texas 1963

Kuyl, O. S. & Patijn, R. J. H.: Coalification in relation to depth of bureal and geothermic gradient. — C. R. 4. Intern. Congr. Stratigr. Géol. Carbonif. Heerlen 1958, **2**, S. 354—364, Maastricht 1961

Mattiat, B.: Beitrag zur Petrographie der Oberharzer Kulmgrauwacke. — Beitr. Miner. Petrogr., **7**, S. 242—280, Heidelberg 1960

Miller, J. P.: A portion of the system calcium carbonate — carbondioxide — water, with geological implications. — Amer. J. Sci., **250**, S. 161—203, New Haven 1952

Müller, G.: Vorkommen und Entstehung der Karbonate, insbesondere der Eisenkarbonate in den Steinkohlenflözen des Ruhrgebietes. — Diss. Bonn 1952

Niemöller, B. & Stadler, G.: Ein basisches Intrusivgestein in Schichten des oberen Westfal A der Zeche Friedrich Heinrich bei Kamp-Lintfort am linken Niederrhein. — Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **3**, 3, S. 1225—1232, 2 Taf., 4 Abb., 1 Tab., Krefeld 1962

Noll, W.: Über die Bildungsbedingungen von Kaolin, Montmorillonit, Serizit, Pyrophyllit und Analcim. — Miner. petrogr. Mitt., **48**, S. 210—246, Wien 1936

Patijn, R. J. H.: Die Entstehung von Erdgas infolge der Nachinkohlung im Nordosten der Niederlande. — Erdöl u. Kohle, **17**, S. 2—9, Hamburg 1964

Pettijohn, F. J.: Sedimentary Rocks. —
1. Ed., 526 S., New York (Harper) 1949
2. Ed., 718 S., New York (Harper) 1957

Perozio, G. N.: Epigenetic zoning in terrigenous mesozoic rocks of the central part of the West Siberian Plain (Translation). — Dokl. Akad. Nauk SSSR, **135**, 5, Moskva 1960

Rengarten, N. V.: Neubildung von Titanmineralien in sandigen Gesteinen der kohleführenden Formation. — Dokl. Akad. Nauk SSSR, **102**, S. 149—152, Moskva 1955

Richwien, J., Schuster, A., Teichmüller, R., Wolburg, J. & Kelch, H. J.: Vorläufige Ergebnisse der Bohrung Münsterland 1. — Erdöl u. Kohle, **5**, S. 357—361, Hamburg 1963

Sales, R. H. & Meyer, C.: Wall rock alteration of Butte, Montana. — Amer. Inst. Min. Metal. Engrs., Techn. Publ., **2400**, S. 1—25, New York 1948

Scheere, J.: Étude micrographique de l'évolution diagénétique des roches du Houiller Belge. — Bull. Soc. Belge Géol., Paléontol., Hydrol., **72**, S. 1—40, Bruxelles 1964

Scherp, A.: Die Petrographie der paläozoischen Sandsteine in der Bohrung Münsterland 1 und ihre Diagenese in Abhängigkeit von der Teufe. — Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **11**, S. 251—282, 6 Taf., 1 Abb., Krefeld 1963

Schüller, A.: Die Druck-, Temperatur- und Energiefelder der Metamorphose. — N. Jb. Miner., Abh., **96**, S. 250—290, Stuttgart 1961

Schumann, H.: Beiträge zur Schwermineralanalytik. — Fortschr. Miner., **27**, S. 79—106, Stuttgart 1948

Schwartz, G. M.: Alteration of biotite under mesothermal conditions. — Econ. Geol., **53**, S.164—177, Lancaster/Pa. 1958

Siever, R.: Petrology and Geochemistry of silica cementation in some Pennsylvanian sandstones. — Spec. Publ. Soc. Econ. Paleont. Mineral., **7**, S. 55—79, Tulsa/Oklahoma 1959

Stadler, G.: Die Mineralführung der Klüfte in der Bohrung Münsterland 1. — Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **11**, S. 293—304, 2 Taf., 1 Abb., 5 Tab., Krefeld 1963

Stevans, R. E. & Carron, M. K.: Simple field test for distinguishing minerals by abrasion pH. — Amer. Min., **33**, S. 31—49, Menasha 1948

Tassel, R. van: Occurrence de Nacrite dans les fissures de veinules de Charbon. — Ann. Soc. Géol. Belgique, **85**, S. 319—321, Liège 1962

Teichmüller, M.: Bericht über die kohlenchemischen Untersuchungen im flözführenden Oberkarbon der Bohrung Münsterland 1. — Geol. L.-A. Nordrh.-Westf., Krefeld 1962. — [Unveröff.]

Teichmüller, R.: Die Entwicklung der subvariscischen Saumsenke nach dem derzeitigen Stand unserer Kenntnis. — Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **3**, 3, S. 1237—1254, 2 Taf., 2 Abb., 1 Tab., Krefeld 1962

Teichmüller, M. & R.: Inkohlungsuntersuchungen und ihre Nutzanwendung. — Geol. en Mijnb., N. S., **20**, S. 41—66, 's Gravenhage 1958

Tesch, P. & Voorthuysen, J. H. van: Nog drie intrusies in het Carboon van Oost Gelderland. — Geol. en Mijnb., N. S. **6**, S. 7—8, S. 56—57, 's Gravenhage 1944

Towe, K. M.: Clay mineral diagenesis as a possible source of silica cement in sedimentary rocks. — J. sed. Petrol., **32**, S. 26—28, Tulsa 1962

Trusheim, F.: Die Ergebnisse der Tiefbohrung Groothusen Z 1 bei Emden (Ostfriesland). — Erdöl-Z., **7**, S. 273—278, Wien 1959

Winchel, A. N.: Elements of optical Mineralogy. — 4. Ed., New York (Wiley) 1956

Winterhalter, R. U.: Petrographische Untersuchungen der karbonischen Sandsteine des holländischen Kohlengebietes — Teil II. — Jaarsversl. geol. Bur. Nederl. Mijngebied Heerlen, **1933**, S. 65—100, Heerlen 1934

Zimmerle, W.: Zur Petrographie und Diagenese des Dogger beta-Hauptsandsteins im Erdölfeld Plön-Ost. — Erdöl u. Kohle, **16**, S. 9—16, Hamburg 1963

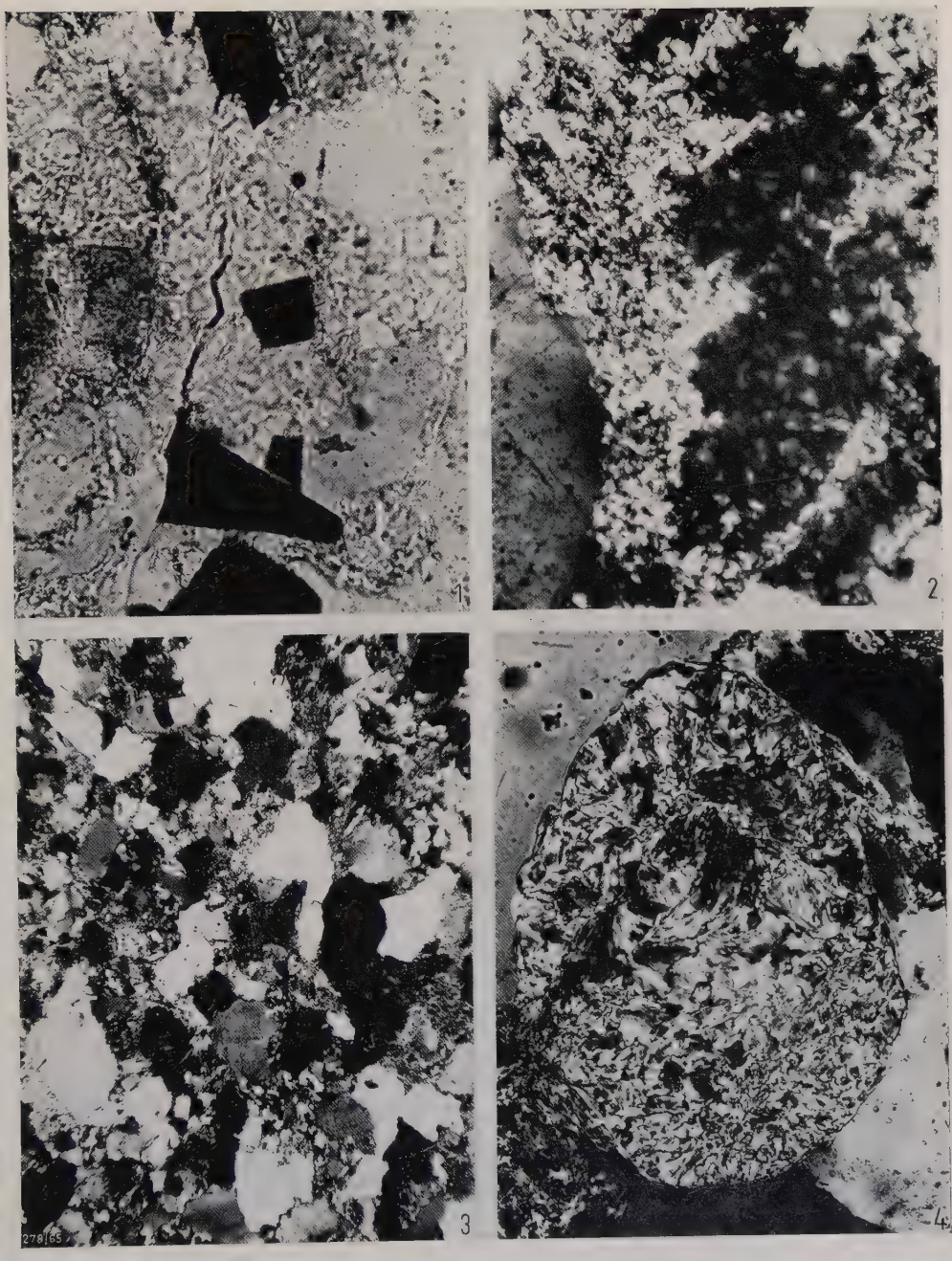
Tafel 1

Fig. 1 Bohrung Münsterland 1
Kernstrecke 1840,7—1848,7 m, Probe 6
Gängchen mit Markasit und Kaolinit (Dickit)
|| Nic., Vergr. 400 ×

Fig. 2 Bohrung Münsterland 1
Kernstrecke 2090,5—2108,0 m, Probe 3
Neugesproßter Serizit verdrängt Kaolinit
+ Nic., Vergr. 150 ×

Fig. 3 Bohrung Münsterland 1
Kernstrecke 2472,5—2482,4 m, Probe 4
Übersicht
+ Nic., Vergr. 60 ×

Fig. 4 Bohrung Münsterland 1
Kernstrecke 2472,5—2482,4 m, Probe 4
Abgerolltes Serizitaggregat
+ Nic., Vergr. 350 ×



Tafel 1

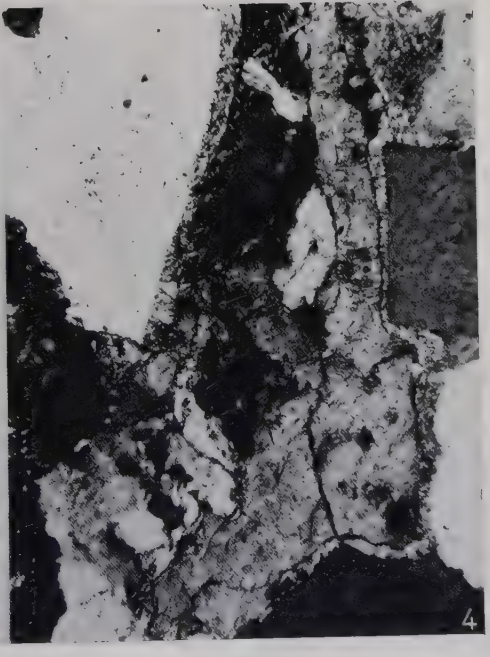
Tafel 2

Fig. 1 Bohrung Münsterland 1
Kernstrecke 2472,5—2482,4 m
Diagenetisch angeätztes Apatitkorn
|| Nic., Vergr. 400 ×

Fig. 2 Bohrung Lippermulde 2
Teufe 823 m
Korn mit Quarz-Feldspat-Implikationsgefüge, fischgrätenförmig aufgebaut
+ Nic., Vergr. 500 ×

Fig. 3 Bohrung Lippermulde 2
Teufe 807 m
Pyrit als letzte diagenetische Mobilisation
|| Nic., Vergr. 65 ×

Fig. 4 Bohrung Rehden 19
Probe 7
Neugebildeter Kaolinit aus Tonmatrix neben Baryt im Porenraum
+ Nic., Vergr. 300 ×



Tafel 2

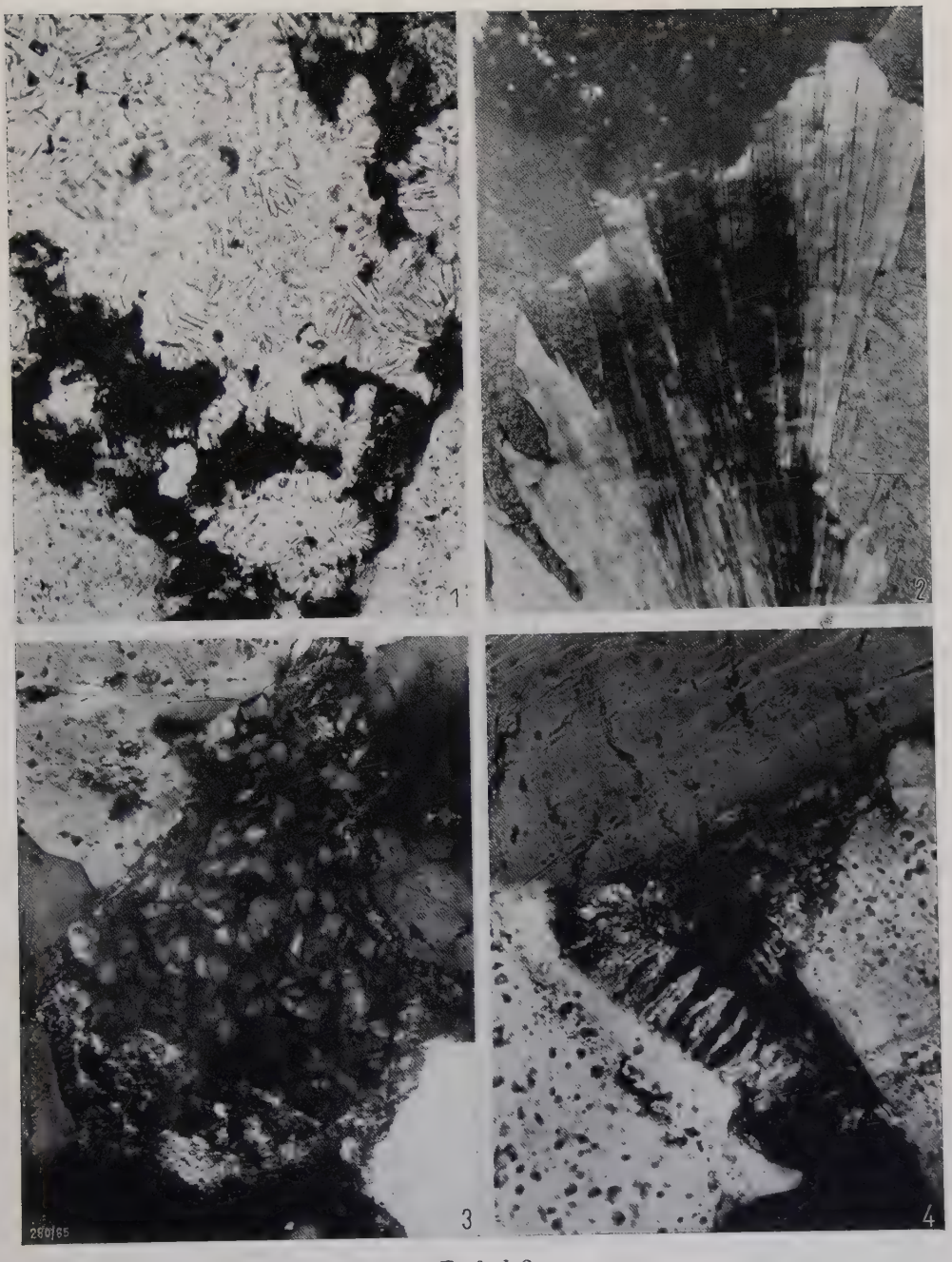
Tafel 3

Fig. 1 Bohrung Rehden 19
Probe 8
Kaolinitneubildung aus Tonmatrix, das Pigment der Matrix wird dabei an die Porenränder gedrängt
+ Nic., Vergr. 400 ×

Fig. 2 Bohrung Rehden 19
Probe 37
Nakrit in radial angeordneten Kristallen im Dolomit
+ Nic., Vergr. 140 ×

Fig. 3 Bohrung Smeekley
Probe 17
Kaolinitneubildung aus Tonmatrix.
Unten schließt sich detritische Tonmatrix an primäre Quarzkorn-Oberflächen an. Oben rechts schiebt sich zwischen Kaolinit und Quarzkorn-Oberfläche ein sekundärer Quarz-Saum.
+ Nic., Vergr. 370 ×

Fig. 4 Bohrung Smeekley
Probe 46,3
Serizit-Palisaden auf sekundärem Quarz-Saum
+ Nic., Vergr. 350 ×



Tafel 3

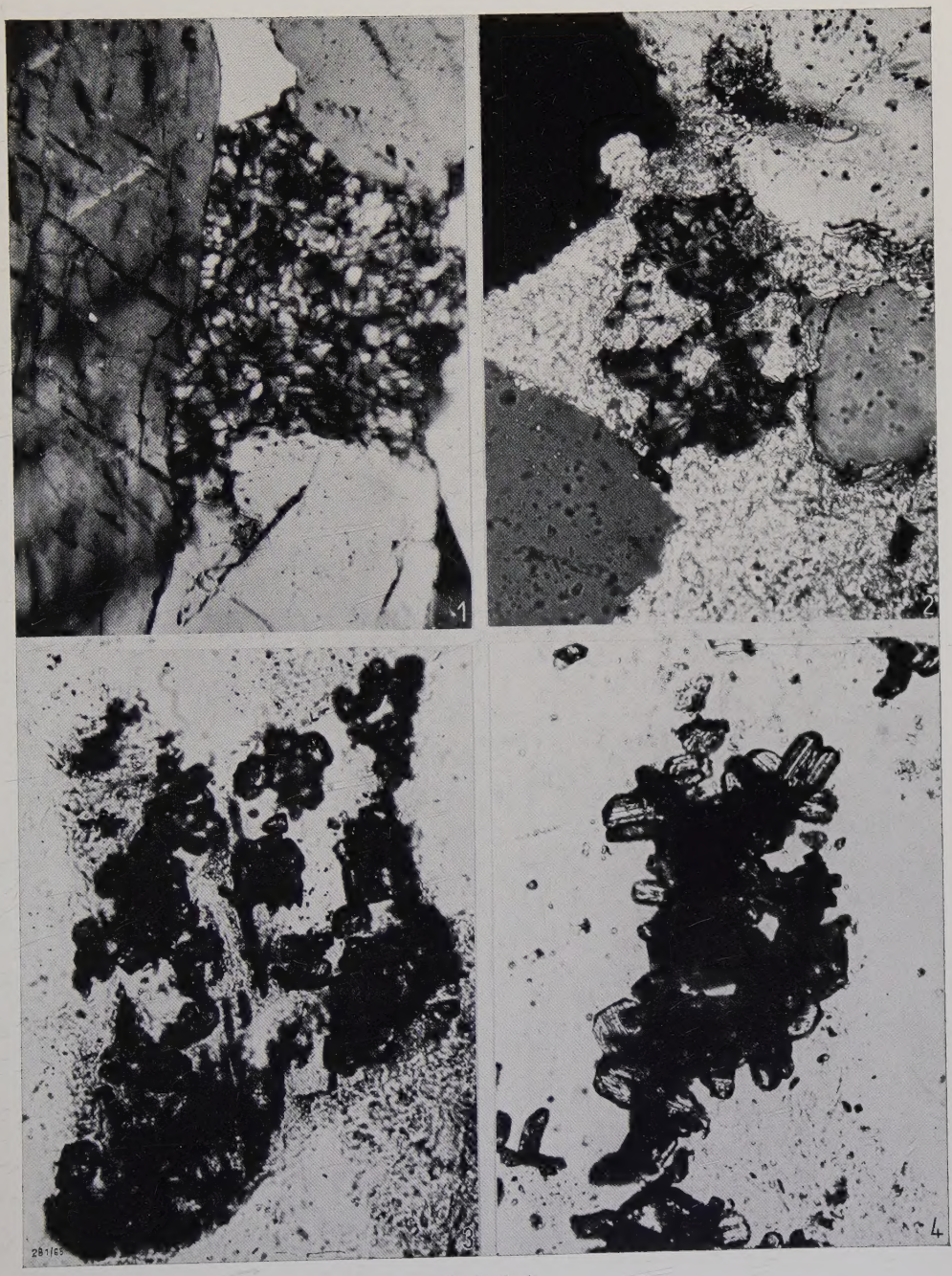
Tafel 4

Fig. 1 Bohrung Smeekley
Probe 19
Kaolinit neben abgerolltem Kalifeldspat.
Oberflächen der Quarzkörner werden von Kaolinit korrodiert.
+ Nic., Vergr. 125 ×

Fig. 2 Bohrung Smeekley
Probe 39
Kaolinit wird von Dolomit „eingesiegelt".
Quarzkörner und deren sekundäre Säume werden von Dolomit korrodiert.
+ Nic., Vergr. 500 ×

Fig. 3 Bohrung Smeekley
Probe 20
Beginnende Brookit-Authigenese an Leucoxenentmischungen auf 001-Flächen im Biotit.
|| Nic., Vergr. 400 ×

Fig. 4 Bohrung Smeekley
Probe 46,4
Authigene Brookit-Kristalle an Leucoxen.
|| Nic., Vergr. 360 ×



Tafel 4

Lebenslauf

Am 20. Mai 1936 wurde ich, Hanspeter Esch, als Sohn des Oberstudiendirektors Josef Esch und seiner Ehefrau Erna, geborene Kratzat, in Berlin geboren. In den Jahren 1942—1945 besuchte ich die Volksschulen in Zeuthen (Mark Brandenburg), Posen (Wartheland), Willersdorf (Hessen) und anschließend bis zum Jahre 1949 die Eichwalder Einheitsschule (Mark Brandenburg). Vom Jahre 1949 an war ich Schüler der Oberschule wissenschaftlichen Zweiges in Berlin-Köllnische Heide und legte im Frühjahr 1955 die Reifeprüfung ab.

Zum Sommersemester 1955 ließ ich mich an der Freien Universität Berlin für die Fachrichtung Geologie der math.-nat. Fakultät immatrikulieren. Ich beendete das Studium im März 1961 mit der Diplomprüfung.

Meine Lehrer an der Freien Universität waren die Herren Professoren: M. Richter, R. Schönenberg, G. Bischoff, W. G. Kühne (Geologie und Paläontologie), K. R. Mehnert (Mineralogie), K. F. Jahr, W. Lautsch (Chemie), H. Lassen, F. Hohnerjäger (Physik), W. Ulrich (Zoologie) und E. Fels, R. Meckelein (Geographie).